

Die Eistrift

aus dem Bereich der

Baffin-Bai

beherrscht von

Strom und Wetter

Von

Dr. Ludwig Mecking





VERÖFFENTLICHUNGEN
DES
INSTITUTS FÜR MEERESKUNDE
UND DES
GEOGRAPHISCHEN INSTITUTS
AN DER UNIVERSITÄT BERLIN
HERAUSGEGEBEN VON DEREN DIREKTOR FERDINAND FRHR. v. RICHTHOFEN



Heft 7 Oktober 1905

DIE EISTRIFT

aus dem Bereich der

Baffin-Bai

beherrscht von

Strom und Wetter



Von

Dr. Ludwig Mecking

Mit zwei Tafeln in Steindruck und drei Abbildungen im Text

KÖNIGLICHE HOFBUCHHANDLUNG
ERNST SIEGFRIED MITTLER UND SOHN
BERLIN SW12, KOCHSTRASSE 68—71

Inhaltsübersicht.

Einleitung:

Erster Hauptteil:

Vergleich der Einwirkungen von Strömung und Wind auf Treibeis.

Zweiter Hauptteil:

Die Eistrift, abhängig von Strömungsverhältnissen.

Dritter Hauptteil:

Die Eistrift, abhängig von Witterungsverhältnissen.

Schlufs:

Beigaben:



Einleitung.

A. Betrachtungen über den Kreislauf des Wassers in seinen verschiedenen Formen und Stadien.

In der Rede über „Triebkräfte und Richtungen der Erdkunde im neunzehnten Jahrhundert“ hat v. Richthofen[1]) als die Elemente, welche für die allgemeine Erdoberflächenkunde den Gegenstand bilden, die feste Erdkruste, den Ozean und das Luftmeer hingestellt und diesen dreien als viertes Element gewissermaßen koordiniert das Wasser und hat dabei hingewiesen auf die große aktive und passive Rolle, welche dieses gerade bei seinem Kreislauf spielt als Bindeglied zwischen den drei eigentlichen Elementen.

In diesen Kreislauf tritt das Wasser in allen drei Aggregatzuständen ein. Indem es Ozean, Luft, Land verbindet, macht es seinen Weg vom Meere durch die Luft zum Land in Dampfform, durch das Land hingegen und zurück zum Ozean zum Teil als Flüssigkeit, zum Teil als fester Stoff: in Schnee- und Eisform. Während der erste Abschnitt des Kreislaufes, der Weg vom Meere durch die Luft zum Land, allüberall in gleicher Weise sich vollzieht, weil dafür ja nur eine Möglichkeit der Form besteht, die Dampfform, ist der weitere Gang des Kreislaufs verschieden, je nachdem das Wasser als Flüssigkeit durch das Land hindurchgeht und in das Meer zurückkehrt, oder in Gestalt von Eis. Kehrt es als Flüssigkeit zurück, so ist der Ring geschlossen; das ausgesüßte Wasser mischt sich wieder mit der Salzflut, und der Kreislauf kann von vorn beginnen. Kommt es dagegen in Gestalt von Eis zum Meere, dann ist der Kreis noch nicht geschlossen mit der Ankunft in der Küstenzone; dann kommt vielmehr ein viertes Stadium hinzu: das Wasser zieht in festem Zustand weiter

---

[1]) F. v. Richthofen, Rektoratsrede. Berlin 1903. Z. G. E. 1903. S. 681/82.

durch den Ozean in Form von riesigen Eiskolossen auf langem Wege, bis es endlich, von feindlichen Mächten bezwungen, sich auflöst, mit dem salzigen Meerwasser sich mischt und erst dann seinen Lauf beschließt, der danach von neuem sich wiederholen kann.

Vergleichen wir kurz das zweite mit dem vierten Stadium. Wie das Wasser in dem zweiten Abschnitt seines großen Kreislaufes auf dem Wege durch das Land die verschiedensten Veränderungen ausübt und erleidet, mag es als Flüssigkeit oder als Eis hindurchgehen, so scheint dies auch im vierten Stadium, beim Durchgang durch den Ozean, der Fall zu sein. Die Eismassen unterliegen fortwährend der Einwirkung von Strömung und Wind, von Luft- und Wasserwärme und bringen andererseits auch Änderungen zustande.

Sie verändern für kurze Zeit die Temperaturverhältnisse des Meeres, sie verändern die Bewegungen, sowohl die kurzen, wie Wellengang und Dünung, als auch die größeren Bewegungen, nämlich die Meeresströmungen, indem diese durch die Schmelzwasser des Eises verstärkt und beschleunigt werden können (Pettersson). Ferner kann das feste Wasser auf dem Wege durch den Ozean auch das Meeresbecken an einzelnen Stellen in geringem Maße verändern, hier durch Abschleifung, dort durch Anhäufung (Neufundland Bank), besonders in den Randzonen; endlich auch kann es auf beschränkte Teile des Ozeans aussüßenden Einfluß haben (G. Hartmann). Diese letztere Wirkung, wie auch die morphologischen, können sich merklich nur in größeren Zeiträumen vollziehen, während die erstgenannten mehr in kurzer Zeit und relativ schnell vor sich gehen, ganz ebenso wie bei dem Zug des Wassers durch das Land kleinere, vorübergehende Veränderungen durch das Wasser bewirkt werden können, aber auch gewaltig große in langen Zeiten.

Soweit also sehen wir in den beiden Stadien des Kreislaufs Parallelismus, Ähnlichkeit; worin sie sich aber z. B. unterscheiden, ist folgendes:

Während bei dem Zug des Wassers durch das Land die großen Änderungen, welche durch jenes in der Gestalt des Landes hervorgerufen werden, die säkularen Einflüsse, die in langen Zeiten hervorgebrachten morphologischen Wirkungen weitaus im Vordergrund des Interesses stehen, die eigenen raschen Veränderungen dagegen, die Überflutungen z. B., in viel geringerem Maße für die geographische Wissenschaft in Betracht kommen, dürfte es bei dem Weg des festen Wassers durch den Ozean gerade umgekehrt sein; da sind die Wirkungen im allgemeinen geringfügig, zum Teil kaum merklich; die eigenen Schicksale des Eises selbst aber, besonders die raschen, die vorübergehenden, schnell wechselnden Erscheinungen, welche an ihm sich abspielen, sie sind es vielmehr, die in

erster Linie hier die Aufmerksamkeit auf sich lenken müssen; solche sind es denn auch, die den Gegenstand für unsere Untersuchung bilden sollen. Wir wollen sehen, welches die Meeresströmungen und welches die Witterungsverhältnisse sind, die das Eis auf seiner Trift beeinflussen, und zwar das Eis vom Bereich der Baffin-Bai und Davis-Straße.

B. Die Arten von Treibeis; Definitionen.

Der in und aus dem Bereich der Baffin-Bai treibenden Eismasse gehören alle möglichen Arten von Treibeis an.

Den Begriff „Treibeis" selbst wollen wir nicht in dem engen Sinne Weyprecht's[2]) fassen, wonach dieses „aus kleinen Flarden, Schollen und Brocken, vermischt mit den Resten zertrümmerter Eisberge, besteht und überall da auftritt, wo sich offenes Meer und Eis begrenzen", vielmehr dürfte es der Wortbildung besser entsprechen, wenn man ihr nach dem Vorgang der Seewarte („Kartenskizzen des Treibeises", Ann. d. Hydr.) die allgemeinste Bedeutung beilegt, also darunter alles Eis versteht, welches zur Fortbewegung im Meere überhaupt gelangt, ohne Rücksicht auf Entstehung, Herkunft, Gestalt und Größe. Es fallen dann unter diesen Begriff ebensowohl die abgelösten Gletscherblöcke, wie Grundeisstücke vom Meeresstrand, ebensowohl das Eis von den Kanälen des arktischen amerikanischen Archipels, wie das von der Labradorküste, ebensowohl die klotzigen Berge, wie die flachen Felder, ebensowohl die meilengroßen, ausgedehnten Eiskastelle, wie auch die kleinen, unscheinbaren Schollen.

Die nächsten Unterbegriffe von diesem allgemeinen sind „Gletschereis" und „Meereis", für welche der Ursprung das Einteilungsprinzip darstellt, und welche ohne weiteres verständlich sind. Mit Gletschereis gleichbedeutend werden die Benennungen „Kalbeis" und „Bergeis" gebraucht und wohl auch kurzweg „Eisberge", obwohl streng genommen diese erst wieder eine Unterart bilden, indem das Gletschereis nach seiner Größe zerfällt in „Berge" und „Brocken"; indes bleiben diese letzteren in der Regel ganz außer acht wegen des starken Überwiegens der ersteren.

Das Meereis kann nach der Oberflächenbeschaffenheit wieder getrennt werden in „Flächeneis" und „Packeis". Diese beiden Glieder unterscheiden sich dadurch, daß das erstere die ursprünglich bei dem Gefrierprozeß angenommene Form im wesentlichen behalten hat, während das letztere durch Reißen, Bersten, Zusammenhäufen, Übereinanderschieben,

---

[2]) K. Weyprecht, Die Metamorphosen des Polareises. Wien 1879. S. 6.

Aufkrempeln usw. die Form von dichtgepackten, in ungeordneter Lage befindlichen Massen jeder Größe angenommen hat.

Das Flächeneis läßt sich wieder nach der Größe gliedern in „Felder", „Schollen", „Flarden" und „Stücke" (Weyprecht).

Endlich gibt es noch eine Mischart von Treibeis, d. i. der „Eisgasch", „ein Gemisch von Brei und kleinen und großen Brocken, welches in Zwischenräumen nahe beisammen liegender Felder und Flarden umhertreibt und sie stellenweise ganz ausfüllt"[3]).

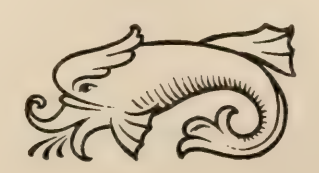
Außer diesen Benennungen für das eigentliche Treibeis sind noch einige anzuführen, welche sich auf das im Augenblick nicht in Trift befindliche Eis beziehen; das sind „Küsteneis", „Landeis" und „Eisfuß". Diese drei Begriffe sind nicht gerade scharf zu trennen; doch scheint meist unter Eisfuß der Gürtel des im Winter an den Küsten selbst gewachsenen Meereises verstanden zu sein, während mit Küsteneis und Landeis solche Massen bezeichnet werden, welche nur im Augenblick an der Küste festliegen, ohne daß sie deshalb ganz dort gewachsen sind, sie können vielmehr zum Teil aus Packeis und Eisbergen bestehen, welche eben erst an die betreffende Küste getrieben wurden und strandeten. (Vergleiche Greely[4]).)

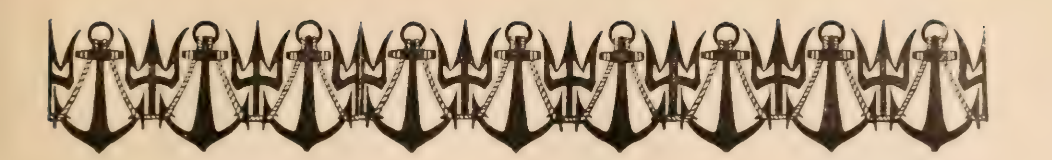
Indem wir nun die Trift aller dieser Eismassen betrachten, werden wir uns nicht auf das eigentliche Becken der Baffin-Bai beschränken, sondern die angrenzenden Meeresteile, wie Davis-Straße, nordwestliche Kanäle und Sunde usw., mit in die Untersuchung hereinziehen, soweit dies zum Aufbau eines verständlichen, einheitlichen Ganzen nötig ist; das soll durch unseren zusammenfassenden Ausdruck „Bereich der Baffin-Bai" angedeutet sein.

---

3) K. Weyprecht, a. a. O. S. 5.

4) W. Greely, Drei Jahre im hohen Norden. Deutsch von R. Teuscher. Jena 1887. Im Vorwort.





Erster Hauptteil.

Vergleich der Einwirkungen von Strömung und Wind auf Treibeis.

A. Begründung, Bedeutung und Sinn des Vergleiches.

Es ist eine ebenso einfache wie wichtige Wahrheit, daß eine wissenschaftliche Untersuchung von vornherein um so mehr Aussicht hat, zu einem festgefügten, lücken- und widerspruchslosen Ganzen sich zu gestalten, je mehr schon die Grundlage, auf der sie sich aufbaut, feststehend und womöglich mathematisch gesichert ist. Ebenso einleuchtend ist es, daß die Sicherheit und Haltbarkeit der Grundlage von verschiedenem Grade sein kann je nach dem Gebäude, welches darauf zu errichten ist. Will man also z. B. nur eine allgemeine Vorstellung davon haben, wie die Bewegungen von Bergeis und Feldeis im Meere vor sich gehen, und durch welche Kräfte sie zustande kommen, so genügt die ebenso allgemeine Gewißheit, daß die Berge mehr der Strömung, die Felder mehr dem Winde folgen, daß „die Berge von den Winden unabhängiger sind als die kleineren Brocken und Schollen". Diese Angabe, wie wir sie bei Krümmel[1]) und in ähnlicher Fassung bei Rodman[2]), bei Findlay[3]) und in vielen anderen Werken allgemeinerer Natur finden, ist vollkommen richtig. Allein wollen wir eine speziellere Untersuchung durchführen, welche mit der Einwirkung des Windes wie der Strömung zugleich operieren soll, so müssen wir vorerst von dem Einfluß dieser beiden Kräfte nach seiner Größe und Tragweite eine bestimmtere Vorstellung haben, als sie durch diese mehr allgemeinen Andeutungen[4]) gegeben wird. Um also nach Möglichkeit der Gefahr zu entgehen, die eine oder andere Einwirkung zu überschätzen und dadurch auf Seitenwege zu geraten,

---

1) O. Krümmel, Der Ozean. Leipzig 1902. S. 173.

2) H. Rodman, Report of ice and ice movements. Washington 1890. S. 8.

3) A. G. Findlay, Directory for the North Atlantic. London 1895. S. 446.

4) Etwas detaillierter sind schon die Äußerungen, welche W. B. Dawson über diese Frage macht in „The currents in the Gulf of St. Lawrence". Ottawa 1900. S. 22.

können wir wohl kaum einen besseren Ausgangspunkt für unsere Untersuchung wählen als eine nähere Beleuchtung dieser beiden Grundbegriffe, als einen „Vergleich der Einwirkungen von Strömung und Wind auf Treibeis".

Ehe wir jedoch die Erörterung selbst beginnen, haben wir vor allem den Sinn zu fixieren, in welchem die zu entscheidende Frage aufzufassen ist.

Faßt man bei dieser Frage das große Ganze ins Auge, den Gesamteffekt bei einer Eistrift, so kann die Antwort nur lauten: die gesamte Eistrift folgt der Meeresströmung, nicht nur die Eisberge, sondern auch das Feldeis. Denn in denjenigen Gebieten, wo der Wind entweder allein oder auch nur unter anderen die Ursache der Strömung ist, d. i. in den allermeisten, wird die Frage überhaupt praktisch bedeutungslos; in den wenigen Gebieten aber, wo nicht ein vorherrschender Wind der Stromerreger ist, da ist die Strömung offenbar der durchgreifende Faktor für die Eistrift, aus dem Grunde, weil die Strömung doch wenigstens der stetig und ständig wirkende Motor ist gegenüber den launigen Winden, die in kürzeren oder längeren Zeiträumen in den Richtungen wechseln, oft auch für mehr oder minder lange Perioden in völligen Stillstand übergehen. Und diese theoretischen Erwägungen werden ja auch alljährlich durch die großen arktischen Eistriften empirisch bestätigt: wir sehen niemals für längere Zeit das Eis etwa längs Ostgrönland nach Norden treiben oder längs Westgrönland nach Süden oder gar längs der norwegischen Küste herunter, sondern immer hält es die großen Bahnen ein, die von den Strömungen ihm gewiesen werden.

Hier interessiert uns aber nicht die Frage eben in dieser Fassung, nicht im großen und ganzen, sondern es soll entschieden werden, ob und inwieweit überhaupt der Wind einen Einfluß auf die Bewegungen der Eistrift nach Richtung und Stärke auszuüben vermag. Es handelt sich also nicht um einen Gesamteffekt, sondern um eine Wirkung im einzelnen Falle, um relativ kurze Zeiten, kleine Strecken, geringe Abweichungen.

Daß ablenkende Wirkungen des Windes auf Felder und sogar auf Berge statthaben können, ist von vornherein anzunehmen, ist auch in allen jenen Urteilen allgemeiner Art mehr bestimmt oder unbestimmt ausgesprochen, in bestimmterer Form z. B. durch v. Richthofen[5]), wenn er sagt, daß die Eisberge zwar vorzügliche Wegweiser für herrschende Strömungen seien, weil ihre Hauptmasse von tieferen Wasserschichten getragen werde, daß aber doch auch sie (die Eisberge) bisweilen durch widersinnige Strömungen an der Oberfläche abgelenkt würden. (Diese

[5]) F. v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. S. 333.

von der Richtung der eigentlichen, konstanten Strömung abweichenden oberflächlichen Strömungen sind nämlich selbst schon eine Funktion der jeweiligen Winde). — Wovon man sich aber weniger von vornherein ein Bild machen kann, und was auch in allen jenen allgemeinen Urteilen nicht zum Ausdruck kommen kann, das ist die Höhe der Beträge. Ist die ablenkende Wirkung des Windes groß oder unmerklich klein? Wie hoch stellt sie sich, wenn Wind und Oberflächenströmung direkt gegen die herrschende Strömung gehen, mit ihr, quer zu ihr usw.? Davon eben wollen wir uns in den folgenden Kapiteln einen Begriff bilden und zu dem Zweck zunächst durchführen den

B. Vergleich durch theoretische Berechnung.

Es soll angenähert berechnet werden, wie groß die Geschwindigkeit des Windes sein muß, damit er auf einen Eisberg einen Stoß von der gleichen Stärke ausübe wie eine Wasserströmung von gegebener Geschwindigkeit.

Selbstverständlich wird dabei von allen Nebenwirkungen, wie sie von Reibungs-, Kohäsions-, Adhäsions-, Elastizitätskräften herrühren, abgesehen werden können. Aber auch, wenn wir lediglich den Druck ins Auge fassen, welchen dieser ruhende Körper in bewegtem Wasser und in bewegter Luft erfährt, dürfen wir uns auch dabei auf den einfachsten Fall beschränken. Denn es kommt uns hier eben nur darauf an, von dem Grade der Druckwirkung des Windes im Vergleich zu der des Wassers eine konkrete Vorstellung zu gewinnen, zu entscheiden, ob gegenüber einer mittelmäßigen Strömung ein Wind etwa von zehn oder hundert Metern Geschwindigkeit in der Sekunde (mit anderen Worten: ein möglicher oder unmöglicher Wind) wirken müßte, um seinen Einfluß geltend zu machen.

Nehmen wir also als einfachsten Fall an: Wind und Strömung wirken gleichzeitig auf einen Eisberg in entgegengesetzter Richtung, so daß die Strömung die eine Seitenfläche des Eisberges (natürlich nur den untergetauchten Teil derselben) angreift, der Wind dagegen die gegenüberliegende Seitenfläche (jedoch nur den über Wasser stehenden Teil derselben).

Dabei mögen die ganzen einander entgegenstehenden Seitenflächen gleich und eben sein, eine einfache, regelmäßige Gestalt haben und senkrecht zum Wasserspiegel sowie zur Richtung der wirkenden Kräfte stehen; dann wird die Angriffsfläche für die Strömung ungefähr 6 mal so groß sein als die der Luft.

Nun lehrt die Physik, daß die Größe der Druckkraft, welche eine bewegte Flüssigkeit auf einen ruhenden Körper ausübt, (oder, was dasselbe ist, welche ein in einer ruhenden Flüssigkeit sich bewegender Körper erfährt.) abhängig ist 1. von der Größe der gedrückten Fläche, 2. von der Dichte der Flüssigkeit, 3. von der Geschwindigkeit des Körpers relativ zur Flüssigkeit oder umgekehrt. Dabei kommt von der Geschwindigkeit für Wasser die zweite Potenz in Rechnung, für Luft aber entweder die erste oder die zweite oder die dritte. Wenn nämlich die Bewegung der Luft relativ zum Körper oder umgekehrt sehr klein ist, etwa gleich 1 cm, dann kommt man der Wahrheit nahe, wenn man den Widerstand proportional setzt der ersten Potenz der Geschwindigkeit.[6]) Für unseren Fall kommen natürlich nur größere Geschwindigkeiten in Betracht. Für „mäßige" Geschwindigkeiten setzt Bödeker den Widerstand oder Druck proportional der zweiten Potenz und für ganz große Geschwindigkeiten proportional der dritten Potenz. Indem wir ihn in unserer Rechnung der zweiten Potenz der Geschwindigkeit proportional setzen, folgen wir mehreren Autoren[7]), welche mit dem Problem der Bewegungen des Körpers in der Luft sich beschäftigt haben.

Dieser Ausdruck ist nun noch mit einem konstanten Faktor $\frac{z}{2g}$ zu multiplizieren[8]), um den wahren Stoß oder Druck darzustellen; so erhalten wir die Formel:

$$P = \frac{z}{2g} . F . D . C^2,$$

wobei P den Druck bedeutet, g die Gravitations-Konstante, F die Angriffsfläche, D die Dichte, C die Geschwindigkeit, z eine empirische Größe. Der Wert von z wird verschieden angegeben. Nach Weisbach[8]) schwankt er zwischen 1,3 und 1,8; aber jedenfalls ist er für Wasser und Luft ungefähr gleich[9]), und nur darauf kommt es hier an.

Soll nun der in zwei bewegten Flüssigkeiten, nämlich Wasser und Luft, befindliche Eisberg unter der Einwirkung der beiden entgegengesetzten Kräfte in Ruhe bleiben, so muß sein:

$$P_1 = P_2,$$

wobei die Marke 1 auf die Wasserbewegung, 2 auf die Luftbewegung sich bezieht, oder, da die Konstanten z und 2 g sich beiderseits wegheben:

---

[6]) E. Bödeker, Versuche zur Bestimmung des Luftwiderstandes bei kleinen Geschwindigkeiten. Inaug.-Diss. Göttingen 1881.

[7]) Siehe besonders: E. Gerlach, Zur Theorie d. Segelns. Berlin 1888. Ferner: Civilingenieur 1885. Ferner: J. Weisbach, Lehrb. d. Ing.- und Masch.-Mech. Braunschweig 1875. 1. S. 1179.

[8]) J. Weisbach. Experim.-Hydraul. Freibg. 1855. S. 270.

[9]) J. Weisbach. Lehrb.... 1. S. 1181.

$$F_1 \,.\, D_1 \,.\, C_1^2 = F_2 \,.\, D_2 \,.\, C_2^2$$
$$6 \,.\, 1{,}03 \,.\, C_1^2 = 1 \,.\, 0.0013 \,.\, C_2^2.$$

Es fragt sich jetzt noch, welcher Wert als Geschwindigkeit des Wassers am passendsten angesetzt wird. Da ist vor allem diejenige Wasserschicht ins Auge zu fassen, welche in der halben Höhe des unter Wasser liegenden Eisbergteiles sich befindet, d. h. etwa 100 m unter Meeresniveau. Ferner ist speziell an die Westgrönland-Strömung und die Labrador-Strömung zu denken, da auf diese beiden das Resultat später anzuwenden ist. Danach dürfte ein Mittelwert von 10 Seemeilen im Tag, gleich 0,214 m in der Sekunde, ungefähr das Richtige treffen. Denn selbst im Westen der Bermudas - Inseln ist nach einer Messung der Challenger-Expedition[10]) die Golfstromgeschwindigkeit in solcher Tiefenlage nicht größer; desgleichen nimmt Krümmel in der Abhandlung über die Meeresströmungen des Atlantik[11]) sogar für die Antillen-Strömung nur 10 Seemeilen an, was allerdings für diese Strömung das Minimum bedeutet. Setzt man diesen Wert in die obige Gleichung für C_1 ein und löst sie dann nach C_2 auf, so ergibt sich als Geschwindigkeit des Windes

$$C_2 = 14{,}8 \text{ m. p. s.},$$

ein Geschwindigkeitswert, welcher ungefähr der Stärke 6,4 der Beaufort-Skala entspricht. Und setzt man für die Meeresströmung 12 Seemeilen Geschwindigkeit an, so resultiert eine Windgeschwindigkeit von 17,7 m. p. s., gleich Stärke 7.

In Worten ausgedrückt liefert sonach die theoretische Berechnung folgendes Resultat:

Damit die Stoßkraft des Windes die gleiche Wirkung auf einen Eisberg erzielt und ihm das gleiche Bewegungsmoment zu erteilen vermag, wie eine normale Meeresströmung, muß der Wind die Stärke 6—7 der Beaufort-Skala besitzen, also eine Stärke, die nicht nur nicht außer dem Bereich der Möglichkeit, sondern nicht einmal an der äußersten Grenze desselben liegt.

Nun wollen wir von diesem idealen Fall übergehen zu den wirklichen Verhältnissen, aber nicht um von neuem die ganze Rechnung auszuführen, sondern nur, um anzugeben, in welchem Sinne und in welchem Grade ungefähr das Resultat dadurch geändert werden kann. Da wir absichtlich der Einfachheit halber bisher die Werte und Verhältnisse einseitig zugunsten der einen Kraft, der Strömung, angenommen haben, so brauchen wir jetzt wesentlich nur zu berücksichtigen, wie etwa das Resultat sich noch zugunsten der anderen Kraft, des Windes, ändert.

---

[10]) Krümmel, Handb. d. Ozeanogr. Stuttgart 1884, 87. II. S. 424.

[11]) Zeitschrift f. wissenschaftl. Geographie. 1882. III. S. 160.

Erstens ist das Volumenverhältnis des über Wasser und des unter Wasser befindlichen Eisbergteiles wohl zu groß angenommen, also auch das Flächenverhältnis. Dasselbe ist überhaupt früher wohl überschätzt worden und wird in neuerer Zeit immer kleiner angegeben[12]), zuletzt von Krümmel sogar auf $^1/_4$—$^1/_3$ reduziert. Außer dem von Krümmel hierfür angegebenen theoretischen Grund der Porosität des Firneises dürfte für die kleineren Werte auch die Erwägung sprechen, daß die Küstenregion längs Westgrönland auf weite Strecken hin nur 200 m Tiefe hat. Wollte man aber nach den von Eisbergen vorliegenden Höhenmessungen[13]) weiterrechnen mit dem Verhältnis $^1/_6$ oder $^1/_7$, dann müßten die allermeisten dort festsitzen, und es hätten sicher viele von den Eisbergen, die wirklich im Meere angetroffen werden, noch gar nicht über die Küstenregion hinaus ins offene Meer gelangen können. — Anders ist es beim Meereis. Da allerdings wird sogar der theoretische Wert dieses Verhältnisses, $^1/_9$—$^1/_{10}$, nicht nur erreicht, sondern bisweilen über schritten, nach Wallichs Angaben[14]) bis zu $^1/_{14}$—$^1/_{16}$. Das ist hierbei, besonders beim Packeis, auch einleuchtend; es wird lediglich von der Anordnung der über- und untergeschobenen Massen abhängen.

Aber selbst angenommen, für das Volumenverhältnis der übermeerischen und untermeerischen Eisbergmasse wären die größeren Werte richtiger, so wird dennoch das Verhältnis der Angriffsflächen stets erheblich kleiner anzusetzen sein, also die Windwirkung größer ausfallen, aus folgendem Grunde. Bekannt ist aus der ganzen Polarliteratur für den übermeerischen Teil der Eisberge die Zerklüftung, welche so reich und mannigfaltig ist, daß es, um nur die kurzen und treffenden Worte Sverdrup's[15]) anzuführen, „kein Ding zwischen Himmel und Erde gibt, welches in der gewaltigen Phantasie der Kälte nicht Gestalt gewonnen hat". Hierdurch wird aber die Oberfläche der über Wasser ragenden Masse um einen hohen Betrag größer als sie bei der einfachen Gestalt unseres idealen Eisberges sein würde, und damit wächst natürlich auch die Größe der Angriffsfläche des Windes, während die des Wassers der des idealen Eisbergs nahe gleich bleibt.

Von der Zerklüftung rührt aber noch ein zweites modifizierendes Moment her, welches wiederum zugunsten der Windkraft ausfällt. Es

---

[12]) Boguslawski, Handb. d. Ozean. I. S. 362: $^1/_9$—$^1/_{10}$. H. Rodman, a. a. O. 1890. S. 7: $^1/_8$. J. Walter, Allgem. Meereskunde. Leipzig 1893. S. 96: $^1/_6$. O. Krümmel, Der Ozean. Leipzig 1902. S. 173: unter Wasser „mindestens vier fünftel, oft drei viertel".

[13]) E. v. Drygalski, Grönlandexpedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1891—93. Berlin 1897. I. S. 381 ff.

[14]) F. v. Richthofen, Führer f. Forschungsr. Berlin 1886. S. 213.

[15]) O. Sverdrup, Neues Land. Leipzig 1903. I. S. 10.

wird nämlich infolge der Rinnen, Schluchten und Höhlen stets ein großer Teil der dem Wind gebotenen Angriffsfläche konkav gekrümmt sein, während an dem untermeerischen Teil durch die Abschleifung von seiten des Wassers die Tendenz zur ausschließlichen Bildung konvexer Flächen vorhanden ist. Daß diese Differenzierung aber wiederum einen Vorteil für die Windwirkung bedeutet, ist einleuchtend, wenn man nur bedenkt, daß lediglich in diesem Unterschied der Angriffsflächen (Konkavität und Konvexität bei gleicher Flächengröße) das Prinzip des Schalen-Anemometers besteht.

Diese Erhebungen und Vertiefungen setzen sich endlich noch über die obere Fläche des Eisberges hin fort, und auch in ihnen fängt sich wenigstens zum Teil noch der Wind, nicht lediglich an der vorderen, ihm senkrecht zugekehrten Fläche. Und auch dies ist noch ein Moment, welches nicht ganz verschwindend erscheint: gerade die Unebenheiten der oberen Fläche sind es ja, allerdings in weit größerem Maße, welche das Feldeis so außerordentlich der Herrschaft des Windes unterstellen (Nansen).

Schließlich kann noch auf Rechnung des Windes gesetzt werden der Stoß der vom Wind beherrschten Brandungswelle, die ebenfalls an einer konkaven Fläche angreifen kann, nämlich der Brandungshohlkehle.

Kurz, von welcher Seite wir auch das Problem betrachten mögen, stoßen wir auf Faktoren, welche die Wirkung der Windkraft auf den Eisberg gegenüber der der Strömung allerdings noch in etwas stärkerem Lichte erscheinen lassen, als es durch das oben errechnete Resultat der Fall ist; aber von großem Betrage dürften die Modifikationen nicht sein.

Gehen wir schließlich von der Betrachtung des Eisberges zu der des Meereises über, so brauchen wir wiederum die Rechnung nicht zu erneuern, sondern nur a minore ad majus zu schließen. Es ist bereits daran erinnert, daß bei den Eisfeldern sozusagen die ganze obere Fläche zur Angriffsfläche des Windes wird, indem er sich in den vielfältigen Unebenheiten fängt und diese als Segel benutzt: „The hummocks and unevennesses on the upper surface of the ice act as sails"[16]. Dazu kommt, daß die oberen Wasserschichten schnell ebenfalls die Richtung des Windes annehmen, und das Feldeis reicht ja nicht sehr tief.

So würde denn eine ähnliche Berechnung für das Feldeis weit mehr zugunsten der Windkraft ausfallen.

Mit dem so abgeleiteten theoretischen Ergebnis haben wir nun offenbar ein Maß gewonnen, an dem wir die Einwirkung von Wind und Strömung in den verschiedensten spezielleren Fällen wenigstens angenähert

---

[16]) F. Nansen, Ozeanogr. of the North Polar Basin. London, Christiania 1902. S. 383.

abmessen können, haben einen genügenden Anhalt, um bereits die folgenden spezielleren Sätze aufstellen zu dürfen:

I. **Für das Feldeis**: Das Feldeis wird in seiner Bewegung von jedem jeweiligen Winde beeinflußt.

II. **Für das Bergeis:**

1. In (praktisch) strömungslosen Meeresteilen hat der Wind auf die Bewegung der Eisberge einen unbedingten und durchaus merklichen Einfluß. Der Effekt eines Windes von der Stärke 7 kommt sogar dem einer mittelmäßigen Strömung nahe; vor sturm- und orkanartigem Wind vollends, wie z. B. einem Föhn, dürften die Berge getrieben werden wie in einer starken Strömung.

2. In Gebieten mit einer herrschenden und tiefgehenden Strömung überwiegt zwar entschieden der Einfluß der Strömung, kann aber doch der des Windes unter Umständen zur Geltung gelangen. Das heißt: Der der Strömung entgegenwehende Wind wird nur in den allerseltensten Fällen, wenn überhaupt, imstande sein, die Bewegungsrichtung der bereits in der Strömung treibenden Berge direkt umzukehren; der mit der Strömung wehende Wind wird aber wohl imstande sein, die Bewegung der in der Strömung treibenden Eisberge zu beschleunigen; der senkrecht zur Strömung wehende Wind wird sicher die in der Strömung befindlichen Eisberge allmählich über die Strömung hinüber zu treiben vermögen in einer Richtung, die einen größeren oder kleineren Winkel mit der Strömungsrichtung bildet je nach der Stärke des Windes.

Im ganzen stimmt das vorstehende Urteil mit den oben angegebenen allgemeinen (v. Richthofen, Krümmel usw.) überein, es hat eben nur speziellere Form, und in dieser bestimmteren Form ist es für die späteren Untersuchungen ebenso notwendig wie ausreichend.

C. Vergleich durch empirische Tatsachen.

Dieses auf theoretischem Wege gewonnene Urteil brauchen wir aber nicht einmal ohne weiteres hinzunehmen, sondern die Polarliteratur stellt ein reiches empirisches Material zur Verfügung, an dem wir dasselbe vorerst noch prüfen und bestätigen können.

Daß das Feldeis in seiner Trift von einem jeden jeweiligen Winde beeinflußt wird, diese Tatsache ist zu bekannt, als daß sie noch eines umständlichen Beweises bedürfte: Belege dafür bieten sich ja in überwältigender Fülle. Nur die beiden hervorragendsten greifen wir heraus, indem wir die Erfahrungen von Nansen und Weyprecht wiedergeben. Wey-

precht's[17]) Urteil lautet: „Vor allem sind die Winde von entscheidendem Einflusse auf die Bewegungen des Eises." — „Jede Erhebung eines Feldes bietet einen Angriffspunkt für den Wind, jeder Hügel, jeder Höcker, jeder Eisklotz ist ein Segel, und jedes Eisfeld wird dadurch zum ungeheuren Schiffe. Treibend legt sich der Wind in die endlose Masse von Segeln, die es ausgespannt hat, langsam und schläfrig bewegt es sich mit der leichten Brise dahin, in voller Fahrt und unaufhaltsam jagt das Unwetter es vor sich her. Steuer- und willenlos ist es dem Belieben des Windes anheim gegeben, der Richtung, die er ihm weist, muß es folgen, die Fahrt, die er ihm gibt, ist die seine." Eine Illustration zu dieser trefflichen Schilderung bietet Nansens Fram-Trift im arktischen Packeis, an welcher die Strömung einen Anteil von 0,5 bis 1,0 Seemeilen pro Tag hatte[18]), während den Winden im Mittel ein täglicher Triftbetrag von 3 Seemeilen zuzuschreiben war[19]). Über seine Tabellen (XVIII), welche dies im einzelnen veranschaulichen, spricht sich Nansen[20]) selbst folgendermaßen aus: „The first thing that strikes one in these plates (XVIII) is the apparent accordance between the changes in the direction of the winds and that of the drift, and it may give the impression that this force is of predominating importance as regards the movements of the ice."

In diesem Zusammenhang ist ferner zu erwähnen, daß das von starkem Wind getriebene Feldeis vorübergehend sogar seinerseits auf die Oberflächenströmung beschleunigend wirken kann, „as it will directly transfer the effect of the wind to a much greater depth than the friction of the water is able to do"[21]).

Endlich kann gelegentlich sogar das Feldeis, sofern sein Bewegungsmoment groß genug ist, direkt auf die Berge einwirken, wofür folgende Stelle von Greely[22]) spricht: „Der Südwestwind trieb ein großes Eisfeld gegen unsern Berg, welcher gegen Nordosten fortschwamm." (Der Eisberg hatte festgesessen.) Ein ähnliches Beispiel ist in den Contributions[23]) verzeichnet, wo ein Eisberg in Bewegung gesetzt wurde durch ein schweres Eisstück („by a heavy floe striking it").

Die Angaben, welche eine Einwirkung des Windes auf die Trift des Bergeises beweisen, lassen sich in verschiedene Gruppen teilen, je nachdem sie für das eine oder andere von den oben aufgestellten Ge-

---

17) K. Weyprecht, a. a. O. S. 213.
18) F. Nansen, a. a. O. S. 359.
19) Ebenda S. 368.
20) Ebenda S. 358.
21) Ebenda S. 383.
22) W. Greely, a. a. O. S. 337.
23) Contributions to our knowledge of the meteorology of the arctic regions. Met. Council. London. S. 107.

setzen zeugen oder ein allgemeineres Urteil über den Einfluß der Winde auf die Eisbergbewegung überhaupt abgeben. Es mögen hier zunächst die Berichte und Aussagen der letzteren Art Platz finden. Wenn es bei Blake[24]) heißt: „The gale has set every thing that can float moving — a grand and awful sight", so ist in den Worten „every thing" auch das Bergeis eingeschlossen, von dem unmittelbar vorher die Rede ist. Ausdrücklich genannt sind die Eisberge in einer ähnlichen Notiz von J. Ross[25]): „the icebergs sailing from the Pole before the tide and the gale." Bestimmter ist der Bericht über ein zweites Erlebnis auf Tyson's Trift, da hierbei die Stärke des Windes mitgenannt ist; es handelt sich um einen Wind, der schließlich den Grad 9 der Beaufort-Skala erreichte, also in Sturm überging, über dessen Leistungen sich der Autor folgendermaßen ausläßt: „The last gale made wild work with the ice and the bergs; at one time clearing the strait of the floe-ice and driving it in a pack before it. The icebergs have also been driven together, and the hummocks thrown up in heaps as if the very ice demons had been having one grand set-to." [26]) — Am klarsten und eingehendsten unter den Angaben allgemeinerer Natur ist die von Weyprecht[27]). An der Hand eines eigenen Erlebnisses setzt er auseinander, daß der Eisberg zwar dem Winde selbstverständlich besser und länger trotze als das Feldeis oder gar die kleinen Schollen, daß aber auch er sich dem Einfluss des Windes nicht völlig entziehen könne, und vielleicht räumt Weyprecht den Winden auf die Eisberge noch größeren Einfluß ein als unsere obigen Sätze es tun, wie es wenigstens nach folgenden Worten scheinen mag: „Wind und Sturm sind die Beherrscher, deren Launen sich alles fügen muß. Groß und klein, Packeis und Treibeis, Eisberg und Scholle, sie alle gehorchen widerstrebend den unumschränkten Gebietern, an kein Gesetz gebunden treiben diese ihr Spiel mit den willenlos ihnen preisgegebenen Opfern." Das ist sicher etwas zu viel gesagt.

Alle weiteren Urteile über die Möglichkeit einer Einwirkung des Windes auf den Eisberg, die sich in der Polarliteratur finden ließen, sind speziellerer Art und lassen sich gruppieren nach den S. 12 aufgestellten Sätzen.

Der erste dieser Sätze, welcher sich auf den Eisberg in praktisch strömungslosem Wasser, d. i. in Wasser ohne herrschende Strömung,

---

[24]) Arct. Expl. E. V. Blake, Capt. G. E. Tyson's wonderful drift on the ice-floe. London 1874. S. 325.

[25]) Contributions . . . S. 48.

[26]) E. V. Blake, a. a. O. S. 174.

[27]) K. Weyprecht, a. a. O. S. 214 ff.

bezieht, wird in vollem Umfang bestätigt durch die Erfahrungen, welche die Grönland-Expedition der Berliner Gesellschaft für Erdkunde in dieser Hinsicht machte, und dabei noch in einem Gebiete, welches gerade in unseren späteren Betrachtungen eine Hauptrolle spielt, in den großen westgrönländischen Fjorden und Buchten um 70° N. B. herum. Hier schaute v. Drygalski[28]) „die Kraft der Föhn-Winde, welche mit elementarer Gewalt die Packeisstauungen[29]) in Bewegung versetzen", die nämlichen Winde, von denen auch Stade[30]) berichtet: „Sie vermindern die Mächtigkeit der Fjordeisdecke, im Frühjahr setzen sie die in dieselbe eingefrorenen Eisberge in Bewegung" usw. Daß der Wind in diesen Kanälen und Buchten, in diesen Wassern zwischen der Küste und der östlichen Kante der Westgrönland-Strömung ein gewaltiger und unumschränkter Beherrscher der Eisbewegung ist, geht fast ebenso deutlich aus den Worten von Nares[31]) hervor: „The Waigat Channel was found to be much encumbered by icebergs and broken ice, . . . , driving quickly towards the north-west before a breeze of fair strength." Und daß hierbei „driving" auch auf „icebergs" zu beziehen ist, ist sicher, zumal da er an einer weiteren Stelle noch einmal ausdrücklich erwähnt „the icebergs driven before the wind" . . .[32]).

Der zweite von den S. 12 für das Bergeis ausgesprochenen Sätzen, welcher von den Bergen in der Strömung handelt, enthält drei Aussagen entsprechend den drei denkbaren Möglichkeiten der Bergeistrift: gegen die Strömung, mit der Strömung, quer über die Strömung. Die Möglichkeit der Trift gegen die Strömung wurde dort nur für äußerst seltene Fälle zugestanden. Einen solchen Fall scheint Kane[33]) im Smith-Sund erlebt zu haben. Er schildert im 7. Kapitel seines Werkes einen Sturm und bemerkt dabei S. 72, daß auf der grönländischen Seite ungefähr in 78° 40′ N. B. ein kleinerer Berg vor dem Sturme her nach Norden zog, während aus der gleichzeitigen Trift der übrigen, größeren Berge hervorging, daß dort nordsüdlich gerichtete Strömung herrschen mußte, wie auch im folgenden Hauptteil näher gezeigt werden wird. Hier handelt es sich also um einen sehr starken Wind und um einen ziemlich kleinen Berg; die übrigen Berge aber konnten durch den Wind nicht in ihrer Triftrichtung umgekehrt, sondern höchstens verzögert werden; und ohne der Beobachtungsfähigkeit eines erfahrenen Polarfahrers zu nahe zu treten, darf

---

28) E. v. Drygalski, Grönland . . . I. S. 286.

29) Darunter sind hier die mächtigen Eisansammlungen zu verstehen, welche den Winter hindurch vor den Eisstrommündungen infolge der ständigen Eisbergproduktion und -anhäufung sich bilden.

30) E. v. Drygalski, Grönland . . . II. S. 502 ff.

31) G. S. Nares, Narrative of a voyage to the Polar Sea. London 1878. S. 21.

32) Ebenda S. 26.

33) E. K. Kane, Arctic Explorations. Philadelphia 1856. 1. 7. Kap.

man vielleicht sogar bezweifeln, daß der Berg überhaupt entgegengesetzt trieb; am Ende trieb er doch in derselben Richtung wie die anderen, nur langsamer, und verursachte dadurch die Täuschung. — Aber nicht der Täuschung zuschreiben kann man wohl folgendes Erlebnis von Parry, für dessen Verständnis wir die später zu beweisende Tatsache vorweg nehmen müssen, daß im Lancaster-Sund nach Osten gehende Strömung herrscht. Als Parry nämlich bei der Rückkehr von seiner ersten Reise (Hecla und Fury 1824—25) im Lancaster-Sunde mehr als die gewöhnliche Anzahl von Eisbergen antraf, schrieb er, der doch schon vor dieser Fahrt J. Ross begleitet hatte und infolgedessen über die dortigen Eisverhältnisse wohl ein zuverlässiges Urteil haben mußte, diese ungewöhnlichen Zustände den östlichen Winden zu, welche in jener Zeit außerordentlich vorherrschend und mit großer Stärke geweht hatten, „which would drive them from the eastern part of Baffin's-Bay"[34]. Aber hier handelte es sich demnach auch nicht um direkte Umkehrung der Bewegungsrichtung von Bergen, die schon in der Strömung trieben, sondern sie kamen aus Gebieten, wo weniger ausgesprochene Strömung herrschte, wie wir später sehen, brachten also schon ein bedeutendes Bewegungsmoment mit und konnten dann bei weiterem anhaltenden Winde wohl schon eher auf eine Strecke hin gegen die Lancaster-Sund-Strömung (Ost-Strömung) getrieben werden. Auf dieselbe Region und die gleichen Winde bezieht sich eine ähnliche Beobachtung von Mc Clintock[35], aber nur auf einen einzigen Eisberg, sodaß auch dabei eine Täuschung nicht ganz ausgeschlossen scheint. Herr v. Drygalski schließlich hatte die Güte, persönlich auf eine Anfrage mir ungefähr folgendes mitzuteilen: die Bewegungsmomente, welche den Eisbergen schon im Innern der Fjorde mitgegeben würden, (die also von Winden, besonders den Föhnen, herrühren,) seien ganz gewaltig, die Berge kämen manchmal mit einer geradezu erstaunlichen Bewegung im offenen Meer an, und er halte es nicht für ausgeschlossen, daß einzelne Eisberge oder Eisberggruppen bisweilen sogar im offenen Meere südwestliche Richtung inne hielten, also von der Seite her schief in die Strömung hineinsetzten (stromauf). Auch hierbei handelt es sich also um Berge, die schon mit einem großen Bewegungsmoment versehen in die Strömung geraten. — Die ein wenig einschränkende Fassung des ersten Teiles von II, 2 (S. 12) dürfte nach diesen verschiedenen Belegen gerechtfertigt sein.

Ein der Strömung gleichgerichteter Wind soll nach S. 12 auf die Bergtrift beschleunigend wirken. Auch dafür liegen zwei Belege vor.

---

[34]) Contributions .... 18. Kap. S. 311.

[35]) McClintock, The voyage of the Fox. London 1859. S. 198.

Bessels[36]) schreibt: „Kurz vor 10 Uhr segelte vor einem heftigen Nordostwinde, welcher später zum Sturme ausartete, ein ehrfurchtgebietender Eisberg mit bedenklicher Geschwindigkeit schnurstracks auf das Fahrzeug los." Er hielt zwar damit die Richtung der Strömung inne, aber nach der Ausdrucksweise zu schließen, hatte doch der Eisberg durch den Wind eine bedeutendere Geschwindigkeit erlangt, als er sie allein von der Strömung her hätte haben können. Ähnlich lesen wir bei Blake[37]): „and the huge icebergs which have accompanied us on our long journey are moving rapidly before the wind". Auch hier wurden die in der Strömung treibenden Berge durch gleichgerichteten Wind beschleunigt.

Für den dritten Fall, daß Eisberge durch einen senkrecht zur Strömung gerichteten Wind aus dem Strömungsbereich herausgetrieben werden können, haben wir wiederum zwei auf Erfahrung gegründete Urteile, und zwar von Hayes und Garde. Nachdem Hayes dargelegt hat, wie die Eisberge aus den westgrönländischen Fjorden in die Westgrönland-Strömung gelangen und dann im allgemeinen nach Norden treiben, falls nicht die Winde entgegenstehen (s. auch unten), fährt er mit Bezug auf die Eisberge fort: „The easterly winds, however, affect them; and they are in great numbers blown across Baffin-Bay, until they touch the southerly-setting current, when they drift down into the North-Atlantic, . . ."[38]) Wohl noch beweiskräftiger ist die Notiz von Garde[39]), insofern als sie ein positives Beispiel uns vor Augen führt. Danach wurden nämlich im Jahre 1901 nach einem mehrere Wochen anhaltenden Nord- und Nordwestwinde 20 Eisberge aus dem Ostgrönlandstrom heraus bis in die Gegend von 33°—40° W. L., 56°—58° N. B. verschlagen, also weit in den Bereich des Golfstromwassers hinein.

So konnten denn im vorstehenden für jeden der S. 12 aufgestellten Sätze mehrere empirische Belege, entweder tatsächliche Schilderungen oder wenigstens auf Erfahrungen gegründete Urteile, herangezogen werden. Damit ist die beschränkte Windwirkung für jene spezielleren Fälle erwiesen. Was wir nicht durch Tatsachen direkt erhärtet haben, ist der S. 12 ausgesprochene Satz (II,2), daß in strömenden Gebieten der Einfluß der Strömung immer der vorwiegende ist. Aber hierfür ist ein Nachweis durchaus überflüssig; ausserdem liegt er ja eigentlich implicite in den vorstehenden Ausführungen. Weyprecht dürfte der einzige Gewährsmann sein, welcher vielmehr im Winde den mächtigeren Motor zu erblicken scheint und in übertriebener Weise geradezu dessen Alleinherrschaft behauptet.

---

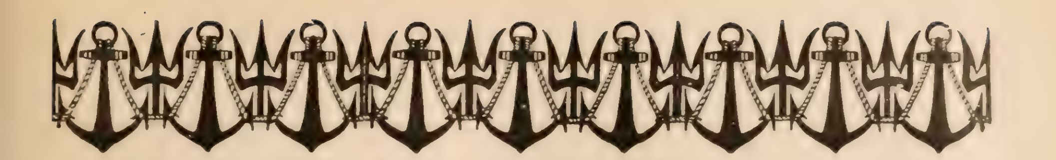
36) E. Bessels. Die amerikan. Nordpolexpedition. Leipzig 1879. S. 300.
37) E. V. Blake, a. a. O. S. 261.
38) J. J. Hayes, The Land of Desolation. London 1871. S. 165.
39) Danske naut. Aarbog. Isforholdene i de arktiske Have 1901. S. XIV.

D. Zusammenfassung und Schlußfolgerung für den weiteren Gang der Untersuchung.

In den beiden vorstehenden Kapiteln glauben wir uns in ausreichendem Maße Klarheit darüber verschafft zu haben, inwieweit überhaupt dem Winde ein Einfluß auf die Eisbewegungen einzuräumen ist gegenüber der Strömung, und die aus diesen Erörterungen gewonnene Auffassung, welche S. 12 kurz zusammengefaßt ist, werden wir der weiteren, speziellen Untersuchung zugrunde legen. Aufgabe dieser ist es nun, zu zeigen, welche Strömungen das Eis befördern, und welche speziellen Windverhältnisse die Eistrift beeinflussen; mit anderen Worten: es sollen aus beobachteten Tatsachen der Eistrift 1. die zugrunde liegenden Strömungen und 2. die bedingenden Witterungsverhältnisse herausgefunden werden.

Es handelt sich aber jetzt um die Frage, in welchen Fällen auf Strömung und welchen anderen Fällen auf Witterungsverhältnisse zu schließen ist. Hierfür haben wir als erstes allgemeines Kriterium die in den vorstehenden Kapiteln nachgewiesene Beschränktheit der Windwirkung gegenüber der Strömungswirkung; wo wir also, um nur das extremste und einfachste Beispiel anzuführen, selbst einen einzigen Eisberg gegen starken Wind treiben sehen, da darf zweifellos auf eine Strömung geschlossen werden. Ein zweites unterscheidendes Merkmal aber liegt noch in der früher erwähnten relativen Konstanz der Strömung gegenüber der variablen Witterung, so daß wir aus stets in gleicher Weise wiederkehrenden Erscheinungen der Eistrift auf die konstante Ursache, also auf die Strömung schließen können, dagegen aus den Verschiedenheiten der Eiserscheinungen in einzelnen Jahren oder Monaten etc. auf die variable Ursache, also auf die Witterung. — (Ob man dabei annimmt, daß diese Witterung auf die Strömung oberflächlich einwirkt, beschleunigend, verzögernd, umkehrend, ablenkend, und dadurch mehr indirekt die Eistrift beeinflußt, oder ob man annimmt, daß die Witterung mehr direkt auf das Eis einwirkt, ist erst eine Frage zweiter Ordnung, ür unsere Zwecke gleichgültig.)





Zweiter Hauptteil.

Die Eistrift, abhängig von Strömungsverhältnissen.

A. Die bisherigen Karten und Beschreibungen von den Strömungen im Gesamtbereich der Baffin-Bai.

Während in dem sich nach Nordosten erstreckenden Gebiet des nordatlantischen Ozeans besonders innerhalb der letzten Jahre durch die Arbeiten der dänischen und norwegischen Expeditionen (siehe Pettersson in P. M. 1900) die Strömungen wie überhaupt die hydrographischen Verhältnisse gut aufgeklärt und durch Nansen bis tief ins Polarbecken hinein verfolgt und mit den dortigen Verhältnissen in verständlichen Zusammenhang gebracht worden sind, ist dies bei dem nordwestlichen Bereich lange nicht in gleichem Maße der Fall, obwohl bereits vor einem halben Jahrhundert Kane[1]) einerseits die Leichtigkeit betonte, mit der gerade hier wissenschaftliches Material sich erwerben ließe von den intelligenten und erfahrenen Führern der Fangschiffe, und andererseits auf den hohen Wert hinwies, den die Sammlung von Wind- und Strömungsangaben nach den Vorschriften von Maury gerade für die Eisschiffahrt haben müsse in der Gegend der Fischergründe der Baffin-Bai, und obwohl Markham[2]) vor zehn Jahren diese Aufforderung wiederholt hat. Man braucht nur die neuesten allgemeinen Strömungskarten mit einander zu vergleichen (Bénard, Findlay, Krümmel, Schott, Supan, Thoulet), um zu erkennen, daß für den Bereich von Baffin-Bai und Davis-Straße noch keine Einheitlichkeit und Klarheit herrscht: daß im Osten der Davis-Straße eine Strömung nach Norden setzt und längs der Labradorküste eine nach Süden herunterzieht, ist alles, was sie gemein haben; wie weit diese Strömungen nach Norden reichen, und wie die Verhältnisse noch weiter nördlich liegen, ist schon unklar.

Sehen wir uns nun nach spezielleren Versuchen zur Aufklärung dieses Strömungsbildes um!

---

[1]) E. K. Kane, The U. S. Grinell-Exped. London 1854. S. 29.
[2]) A. H. Markham, Arct. Expl. Smiths. Report. Washington 1896. S. 273—96.

Wohl die älteste in Betracht kommende Karte von dem fraglichen Gebiet ist die von Kane[3]), welche ein ziemlich verworrenes Augenblicksbild von Oberflächenströmungen gibt, ebenso wie seine zugehörigen Strömungstabellen. Eine zweite, welche das Gebiet völlig umfaßt, ist die kleine Skizze, die Petermann[4]) entwarf, um zu zeigen, daß ein kräftiger Golfstromarm durch die Davis-Straße und Baffin-Bai in sehr hohe Breiten hinein vordringe, bis in den Smith-Sund und an die Ostküste von Nord-Devon. Und an diese Karte lehnt sich ungefähr die Darstellung in Worten an, welche Mühry[5]) von diesen Strömungsverhältnissen gibt. Sodann hat H. Sieglerschmidt[6]) im Jahre 1880 in seiner sehr umfassenden und verdienstvollen Arbeit über die Ergebnisse der Nordpolarexpeditionen des vorigen Jahrhunderts auch die Strömungen berücksichtigt. Aber zum Teil können seine Auffassungen nicht mehr als richtig gelten, insbesondere über das Nordwasser und über die Strömungsverhältnisse im Smith-Sund; auch erkennt er keine Unterströmungen in den fraglichen Gebieten an: „es gibt keine warmen Unterströme" (S. 276). In anderen Punkten wieder sind seine Ausführungen unklar, weil er sie leider nicht zugleich durch eine Strömungskarte veranschaulicht. Ebenfalls ohne eine Karte zu zeichnen, hat C. F. Wandel[7]) versucht, die Strömungen in Davis-Straße und Baffin-Bai nach den Temperatur- und Salzgehaltsmessungen der Fylla zu beschreiben. Endlich hat Pettersson[8]) nach den Forschungen der Ingolf-Expedition zwar eine Karte gezeichnet, aber ohne Besprechung des Materials, ohne Erläuterung und Begründung. Immerhin ist seine Darstellung bisher die vollkommenste und, wie sich später zeigen wird, die richtigste.

Jedenfalls also liegt eine systematische, eingehende Untersuchung jener Strömungen auf Grund eines umfassenden Materials bislang nicht vor.

B. Rechtfertigung der Hinzunahme von Wassertemperatur-Beobachtungen.

Wenn man aus einer gewissen Art von Beobachtungen ein Resultat ableiten will, also etwa aus dem Eisverhalten die Strömungen, so muß entweder dieses Beobachtungsmaterial absolut zuverlässig und ausreichend sein, oder das betreffende Resultat muß schon mit anderen Mitteln her-

[3]) E. K. Kane, Arct. Explorations. 1854.
[4]) P. M. 1867. Tafel 7.
[5]) P. M. 1867. S. 66 f.
[6]) Mittlgn. d. geogr. Ges. i. Hamburg. III. 1880/81. S. 141—391.
[7]) Meddelelser om Grönland. VII. 1893. S. 258.
[8]) P. M. 1900. S. 88.

geleitet sein, so daß es sich also nur um eine Revision handeln würde. Hier ist aber weder das eine noch das andere der Fall. Daß das letztere nicht zutrifft, zeigte sich schon im vorigen Kapitel, und zweitens ist auch das Beobachtungsmaterial des Eises nicht genügend: zuverlässig zwar ist es bestimmt, denn besonders die Eisberge sind entschieden die besten Anzeiger von eigentlichen, herrschenden Strömungen (v. Richthofen[9])), aber vollständig genug ist es nicht an allen Stellen.

Es würde aber, abgesehen davon daß eine unvollständige Behandlung der Strömungen an Wert verliert, speziell der dritte Hauptteil der Untersuchung (Witterung), wie später leicht einzusehen ist, einer genügend sicheren Grundlage entbehren, wenn nicht die allgemeinen Bahnen der Eistrift vorher genau erkannt wären. Denn der Strom ist und bleibt eben der mächtigere Gebieter, dem die Eistrift in erster Linie gehorcht, während das Wetter nur hemmend und fördernd, verändernd und ergänzend einwirkt; die Untersuchung dieses letzteren Faktors muß sich also notwendig auf jene (Strömungen) stützen, muß die Kenntnis der Strömungen voraussetzen.

So wird uns nichts anderes übrig bleiben, als selber in der Untersuchung neben den Eisbergen noch ein anderes Strömungsindizium mit zu verwenden, gewissermaßen nur als Kontrolle, wenn es auch nicht streng in den Rahmen der Aufgabe sich einfügt. Wo dann das Eis im Stiche läßt, wird dieses zweite Strömungsindizium aushelfen, und wo das erste sich schon anwenden läßt, wird das zweite zur Bestätigung und Bekräftigung dienen. Als diesen ergänzenden Wegweiser für die Strömungen wollen wir den nächstsichersten und -vollständigsten wählen: die Temperaturen. Gelegentlich werden auch noch vereinzelte Treibholzbeobachtungen und dergleichen nebenbei Erwähnung finden. Natürlich werden wir hierin wie auch in der Heranziehung der Temperaturen uns auf das Notwendigste beschränken.

Der besseren Übersicht halber sind alle verwendeten Temperaturmessungen zu 6 Tabellen zusammengestellt, im Text werden deshalb nur die laufenden Nummern angeführt. Betreffs der von Ross, Parry, Sabine herrührenden Messungen ist zu bemerken, daß sie nicht ganz zuverlässig sind, weil deren Instrumente nicht gegen den Druck geschützt waren. — Nur eine Quelle von Temperaturwerten ist von vornherein gänzlich bei Seite zu lassen, das sind die Lotungen der schwedischen Ingegera[10]), welche 1871 vorgenommen sind. Erstens widersprechen

---

[9]) F. v. Richthofen, Führer f. Forschungsr. Berlin 1886. S. 333.
[10]) E. V. Blake, Arct. Expl. London 1874. S. 457.

dieselben zum großen Teile den Messungen der Fylla und des Ingolf, welche beiden letzteren übereinstimmen; zweitens weisen einige jener Beobachtungen direkt unmögliche Werte auf, Werte nämlich, welche erheblich unter dem Gefrierpunkt des Salzwassers liegen.

C. Die Strömungs-Untersuchung selbst.

(Systematische Darstellung der Strömungsverhältnisse auf Grund der Eistriftphänomene unter gleichzeitiger Mitberücksichtigung von Wassertemperaturen.)

I. Wurzeln des Labradorströmungs-Systems.

a. Strömungen im amerikanischen arktischen Archipel.

Wir gehen aus von dem Straßengewirre westlich und nordwestlich von der Baffin-Bai und betrachten zunächst einen von Nordwest nach Südost ziehenden Streifen, welcher die McClure-Straße, die McClintock-Straße, den Boothia-Golf, das Fox-Becken umfaßt und durch die Hudson-Straße in die Davis-Straße einmündet; sodann gehen wir etwas weiter nördlich, nämlich in den Parry-Archipel, darauf in den Smith-Sund, um schließlich von Norden her zur Baffin-Bai selbst zu gelangen.

Von Westen her tritt durch die McClure-Straße eine Strömung in den amerikanischen arktischen Archipel ein, wie aus vielfachen Beobachtungen McClure's hervorgeht, welche sich teils direkt auf die Strömungen beziehen[11]), teils auf die Eistrift, die meist in westöstlicher Richtung vor sich ging, oft sogar beim Meereis gegen den Wind[12]). Das an der West- und Nordwestküste von Banks-Land gefundene Treibholz[13]) läßt darauf schließen, daß diese Strömungen aus der Gegend der Mackenzie-Mündung herkommen. Auf welchem Wege aber, darüber sind zwei Ansichten möglich. Entweder geht der Strom längs der amerikanischen Nordküste nach Osten, vielleicht bei Point Barrow oder gar bei der Beringstraße beginnend, verzweigt sich an der Südwestspitze von Banks-Land und sendet einen Ast an dessen Westküste entlang nach Norden, der dann immer rechts an diese Küste sich anlehnend um Prince Alfred's Cape herum in die McClure-Straße einbiegt; oder die Strömung geht längs der amerikanischen Nordküste im Gegenteil von Osten nach Westen und beschreibt einen Kreis im Sinne des Uhrzeigers, um schließlich

---

[11]) A. Armstrong, A personal narrative of the discovery of the North-West Passage. London 1857. S. 390, 441, 456, 464.

[12]) A. Armstrong, a. a. O. z. B. S. 406, 434.

[13]) Ebenda S. 394, 407.

von Nordwesten her in die McClure-Straße zu gelangen. Diese letztere Strömungsauffassung, welche von Bénard[14]) herrührt, ließe sich vielleicht mit einigen Strömungsbeobachtungen von Mc Clure[15]) längs der amerikanischen Küste in Einklang bringen; indes scheinen diese Daten nicht unbedingt für eine derartige Auffassung zu sprechen, auch würden ihr die Strömungsverhältnisse zwischen Point Barrow und Beringstraße, wie sie Sieglerschmidt[16]) aus mehreren tatsächlichen Beobachtungen abgeleitet hat, entgegenstehen. Für die entgegengesetzte Ansicht aber, daß die Strömung von der Mackenzie-Mündung nach West und Nordwest sich wendet, würden drei Momente sprechen: erstens die Log-Bemerkungen des Schiffes Plover, welche aus den Jahren 1852 und 1853 eine Reihe von Wasser- und Eisbewegungen bei Point Barrow verzeichnen, besonders von September und Dezember 1852 sowie August 1853, und zwar überwiegend Ostversetzung[17]); zweitens der Fund von reichlichem Treibholz in der Prince of Wales-Strasse[18]) und an der Südküste von Banks-Land[19]); endlich Mc Clure's Beobachtungen einer starken Ostströmung in der Gegend von Prince Alfred's Cape[20]). Zu dieser Anschauung neige ich auch aus dem Grunde mehr, weil sie dem durch die ablenkende Erdrotationskraft bedingten Strömungsverlaufe, wie er fast durchweg in den Strömungen der Ozeane zu Tage tritt, entspricht. — Vielleicht darf man von den Treibkörpern, welche Melville im Sommer 1901 zwischen Point Barrow und Wrangel-Insel ausgesetzt hat, später einigen Aufschluß erhoffen.

Diese Strömung in der McClure-Straße wird darauf in der McClintock-Straße mehr südöstlich, entsprechend dem Verlauf dieser Straße und der vorherrschenden Windrichtung. Diese Tatsache geht hervor aus vielen Treibeisbeobachtungen von McClintock. So versichert er ausdrücklich, daß die schweren Eismassen, welche er in dem breiten Kanal antraf, augenscheinlich fremden Ursprungs seien und von Nordwesten her durch die McClure-Straße hereingetrieben wären, und die Victoria-Straße (Fortsetzung des McClintock-Kanals im Süden) sei davon voll gewesen[21]). Auch wurden an der Nordküste von King Williams Island viele Sandsteine gefunden, die er auf Transport durch Eis

---

[14]) Ch. Bénard, La conquête du pole. Paris 1904. Karte S. 4. — Derselbe, in „Bulletin du musée océan. de Monaco" die eine der beid. Karten.

[15]) A. Armstrong, a. a. O. S. 85, 88.

[16]) a. a. O. S. 317/18.

[17]) Contributions . . . Part V. S. 123ff.

[18]) A. Armstrong, a. a. O. S. 334, 360.

[19]) Ebenda S. 348.

[20]) Ebenda S. 390.

[21]) McClintock, a. a. O. S. 341.

zurückführt[22]). Ausführlich beschreibt er dann an anderer Stelle diese Strömung folgendermaßen: „The wide channel between Prince of Wales' Land and Victoria Land admits a vast and continuous stream of very heavy ocean-formed ice from the NW, which presses upon the western face of King Williams' Island and chokes up Victoria Strait in the manner I have just described. I do not think the North-West Passage could ever be sailed through by passing westward that is to windward of King Williams' Island."[23]) Er hielt also die Passage gegen diese mächtige eisführende Strömung geradezu für unmöglich; es lag nach diesen Schilderungen offenbar den steten Eistriften und -anhäufungen nicht ein gelegentlicher Wind, sondern eine Strömung zugrunde.

Bestimmt durch die Küstenkonturen und die Erdrotationskraft wird ein Teil der Strömung zwischen Boothia Felix und Prince of Wales' Land hindurch sich nach der Bellot-Straße wenden, dann den Boothia-Golf im Süden in direktem Sinne [nach der Bezeichnung von B. und J. Brunhes[24])] umkreisen und zum Teil durch die Fury und Hecla-Straße nach Osten ziehen, wo E. Parry diese Strömungsrichtung konstatiert hat[25]). Auch McClintock hat in dieser wie in der Bellot-Straße das Vorherrschen einer Ostströmung erkannt: „in both places the tide from the west is much the strongest"[26]). Im Fox-Becken wird sie, wieder an die rechte Küste angelehnt, nach Süden ziehen, bis sie auf die Insel Southampton auftrifft und zum Teil nach Südosten abgelenkt wird, während ein anderer Teil zwischen dieser und der westlichen Festlandsküste hindurch gehen und das Becken der Hudson-Bai umkreisen wird, wiederum in direktem Sinne. Beide Zweige treffen sich wieder am westlichen Eingang der Hudson-Straße und ziehen an der Südseite derselben hinaus in die Baffin-Bai. — Daß die Strömung von dem Ausgang der Fury und Hecla-Straße aus diesen Verlauf nimmt und nicht etwa entgegengesetzt das Fox-Becken umkreist, dafür dürfte schon die Trift des Terror (1836—37) einen schwachen Beleg bilden, indem dieselbe bei der Nordspitze von Southampton einsetzte und auf geradem Wege hinüber nach der Hudson-Straße verlief[27]). Und daß in der Hudson-Straße selbst diese östliche Strömung existiert, geht aus der Trift des Terror im ganzen wie im einzelnen hervor. Denn er passierte die Straße bis zur Baffin-Bai, und auch in einzelnen kürzeren Zeitabschnitten sind sogar vielfach

---

[22]) McClintock, a. a. O. S. 309.
[23]) Ebenda S. 314.
[24]) Annales de Géogr. 1904. Jan.
[25]) Contributions. . . . S. 45.
[26]) McClintock, a. a. O. S. 157.
[27]) Contributions. . . . Karte 1 und Ortsangaben S. 97.

westöstliche Versetzungen des Schiffes wie des mittreibenden Eises konstatiert bei nicht günstiger Windrichtung, z. B. im März und Mai. Auch die „ice masters" bekennen sich zu dieser Ostströmung in der Südhälfte der Hudson-Straße (Robinson). — Vor allem aber sind es Wakeham's Berichte über die kanadische Expedition nach der Hudson-Bai im Jahre 1897, die uns durch die Darstellung der Eisverhältnisse in Fox-Becken, Hudson-Bai und Hudson-Straße vorzügliche Anhaltspunkte für den Strömungsverlauf geben. Danach zieht in der Tat längs der Westküste des Fox-Kanals eine anhaltende Eistrift nach Süden, die nach Wakeham's[28]) Meinung nicht nur aus diesem Meeresteil selbst, sondern zum Teil von dem Boothia-Golf und noch nördlicheren Gebieten herstammt. Diese Trift geht also offenbar in der aus der Fury und Hecla-Straße kommenden und nach rechts sich anlehnenden Strömung vor sich. Große Eismassen vom Fox-Kanal sah die Expedition dann zwischen der Insel Nottingham und der Baffinlandküste nach Osten treiben[29]). Dazwischen geht also die Strömung hindurch, sie gelangt weiterhin bei ihrem Streben nach rechts an die Südküste der Hudson-Straße und passiert diese bis hinaus zur Baffin-Bai. Denn auf dem Weg durch diese Straße erwähnt Wakeham zu wiederholten Malen das aus dem Fox-Kanal stammende Eis[30]). Längs der nördlichen Küste der Straße dagegen schiebt sich ein Keil einwärtssetzenden Wassers ein, welches von der Labradorströmung abzweigt und ungefähr bis zur Big-Insel reicht[31]). Und diese Gegenströmung führt Eis aus der Baffin-Bai und Davis-Straße, welches von dem auswärtstreibenden Fox-Kanaleis sich durch die Dicke, die Schwere und den Grad der Zertrümmerung abhebt, „heavy pack ice with bergs through it"[32]). Da die Strömung auch Berge mit hineinführt, muß sie gar nicht unbedeutend sein, sondern tiefgehend und konstant. — Daß ein Teil der aus dem Fox-Kanal kommenden Strömung durch den Welcome-Sund in die Hudson-Bai geht, diese umkreist und an der Ostseite nach Norden fließt, auch dies wird von Wakeham ausdrücklich erwähnt[33]), und über die Stärke dieses Zweiges äußert sich speziell der auf langjährige Erfahrung zurückblickende Kapitän Fisher[34]), wie folgt: „I have never attempted to go from the Welcome into Fox Channel with a sailing ship. There is no use trying, as the current is to strong, a five or six knot current."

---

28) Report of the exped. to the Hudson-Bay . . . under the command of W. Wakeham' Ottawa 1898. S. 65. Ferner S. 54: Urteil des Kapitäns McKenzie.
29) W. Wakeham, a. a. O. S. 39, 41.
30) Ebenda S. 12, 18, 20, 57, 61.
31) Ebenda S. 56.
32) Ebenda S. 60.
33) Ebenda S. 66, 54.
34) Ebenda S. 56.

Ich kann nicht umhin, zum Schlusse besonders hervorzuheben, wie das so entwickelte Strömungsbild bis in alle kleinsten Züge die Regel der Rechts-Anlehnung und Umkreisung befolgt und damit eine schöne Bestätigung der durchgreifenden Herrschaft jener mechanischen Prinzipien darstellt (Baersches Gesetz).

Die mächtige, durch den McClintock-Kanal und den Melville-Sund gehende Strömung scheint aber nicht lediglich zwischen Victoria-Land und Prince of Wales' Land, von wo wir sie soeben weiter verfolgt haben, ihren Weg hindurchzunehmen, sondern trifft zu einem Teil auch auf die Küste von Prince of Wales' Land auf und lenkt in die Barrow-Strasse ein. Denn wie McClintock anführt, haben sich zwei seiner Offiziere ebenfalls von der Strömung überzeugt, „when those officers explored the northwestern shores of Prince of Wales' Land in 1851"[35]).

In dem ganzen Bereich von der Barrow-Straße nach Norden hin verlaufen die Kanäle zwischen den Inseln im allgemeinen entweder nordsüdlich oder westöstlich, und demgemäß zerfällt hier die südöstliche Strömungsrichtung, wie wir sie in dem zuerst betrachteten Streifen fanden, und wie sie dem vorherrschenden Winde entspricht, in zwei Komponenten, so daß die nordsüdlich ziehenden Wasserstraßen Südströmung, die westöstlich verlaufenden Oströmung aufweisen. Die gesamte Wasserbewegung im Bereich des Parry-Archipels strebt somit der Baffin-Bai zu durch zwei Ausgänge, den Lancaster-Sund und den Jones-Sund. Diese Tatsache hat für den westlichen Teil des Archipels schon Mühry[36]) abgeleitet, gestützt auf die Erfahrungen und Beobachtungen von Cook, Kellett, Rodgers, Collinson, McClure und Belcher. Und daß die Strömung von da auch durch die Straßen des Archipels hindurch weiter nach Osten und Süden geht, dafür weist er mit Recht darauf hin, „daß viermal ein Schiff, fest im Eise eingeschlossen, also ohne Führung, und eines sogar ohne Mannschaft den Weg von der Mitte des Parry-Archipels bis zur Davis-Strasse zurückgelegt habe (unter J. Ross, de Haven, McClintock und allein die Resolute)". Es ist also über diese Strömungen kaum etwas hinzuzufügen. Es sei nur daran erinnert, welchen Eindruck Kane von der Mächtigkeit der Lancaster-Sund-Strömung hatte. Dies geht hervor aus folgenden Worten, die er in sorgenvoller Erwartung niederschrieb, als er am östlichen Ausgang des Lancaster-Sundes wieder angelangt war und unmittelbar vor der Baffin-Bai stand: „What will be the result when the mighty masses of these two Arctic seas come together!"[37]) Ferner möge noch erwähnt werden,

---

[35]) McClintock, a. a. O. S. 338.

[36]) P. M. 1867. S. 63. — Ferner Sieglerschmidt, a. a. O.

[37]) E. K. Kane, The U. S. Gr. Exp. S. 274.

daß im Wellington-Kanal sowohl Advance und Rescue[38]) wie North Star[39]) weit überwiegend südlich treibendes Eis antrafen. Wie es scheint, ist die stärkste Südströmung mehr in der Osthälfte des Kanals, während an der westlichen Seite möglicherweise eine schwache Gegenströmung, ein Zweig des aus der Barrow-Straße kommenden Oststromes, sich einzwängt, vielleicht intermittierend. Jedenfalls lernte Kane an der Ostseite die volle Trift des Wellington-Kanales kennen: „the drift plain impacted with floes, hummocks and broken bergs“[40]). Das wäre wohl mechanisch durch die im Süden vorüberfließende, nach Osten drängende Strömung der Barrow-Straße zu erklären.

Die Strömung des Wellington-Kanals kommt direkt aus dem Penny- und Königin-Kanal, wo ebenfalls Ost- und Südströmung herrscht[41]), ist aber wohl nur ein Teil dieser letzteren, während ein anderer Zweig durch die Nordwestspitze von Grinell-Land abgelenkt in den Jones-Sund gelangt. Dies dürfte durch das dort gefundene Treibholz bewiesen werden[42]), (alles noch Holz vom Mackenzie her). Wenn Sverdrup von dem Höllentor (ungefähr 76,5° N. B., 89,5° W. L.) bloß die reißende Gezeitenströmung erwähnt[43]), so darf daraus wohl nicht das Fehlen einer konstanten Oströmung geschlossen werden; die Gezeitenströmung, welche dort ungeheuer stark zu sein scheint, tritt eben weitaus in den Vordergrund und läßt wohl das Überwiegen der einen Strömung kaum erkennen. — Nach dem Westwärtstreiben des Eises, welches Sverdrup bei Windstille vor der Südküste von Nord-Lincoln zwischen ungefähr 81° und 85° W. L. beobachtete[44]), ist es zwar nicht sicher, aber doch wahrscheinlich, daß dort unmittelbar unter der Küste eine Weströmung herrscht, zumal da er später erwähnt, daß sie „reißend war wie ein Fluß“[45]). Sie ist aufzufassen entweder als eine Art Neerstrom zur östlich gerichteten Hauptströmung des Jones-Sundes (leicht denkbar, weil hier die Küste etwas zurücktritt), oder aber als ein Zweig des westlichen Teiles der Smith-Sund-Strömung, der um die Südostecke von Nord-Lincoln abzweigt dank der ablenkenden Erdrotationskraft, wie es ähnlich in Hudson-Straße, Cumberland-Sund und Frobisher-Bai der Fall ist. Für eine Entscheidung zwischen den beiden Möglichkeiten liegt ein tatsächlicher Anhaltspunkt nicht vor, nur wegen dieser Analogie wurde die letztere Auffassung in die Karte aufgenommen.

---

38) E. K. Kane, The U. S. Gr. Exp. S. 179, 227, 228 u. a.
39) Contributions . . . . S. 489 ff.
40) E. K. Kane, The U. S. Gr. Exp. S. 176.
41) P. M. 1855. S. 107 und 106.
42) Ebenda S. 108.
43) O. Sverdrup, Neues Land. II. S. 36 und 37.
44) Ebenda I. S. 243.
45) Ebenda I. S. 255.

Damit gelangen wir zu den

b. Strömungen im Smith-Sund und den nördlich sich anschließenden Kanälen und Becken,

die wir der Reihe nach betrachten wollen, indem wir von Norden nach Süden fortschreiten. Es wird sich dabei im vollen Umfang die Strömungskarte von Blake[46]) bestätigen, nach der auf der ganzen Strecke vom Robeson-Kanal bis zum Smith-Sund Südströmung herrscht.

Durch den Robeson-Kanal zieht nach der Beobachtung von Nares[47]) ein „southerly running current"; dieses entspricht auch der dort herrschenden Windrichtung, die von Bessels[48]) als nordöstliche angegeben wird. Ebenso erwähnt Nares[49]) für das Hall-Becken ein „strong current from the north". Die nämliche Strömungsrichtung fand er endlich noch im Kennedy-Kanal[50]), auf den sich ferner folgende Notiz von Hayes[51]) bezieht: „Während wir vorrückten, lernten wir in noch höherem Grade als im Smith-Sund allmählich die ungeheure Gewalt des Eisdruckes kennen, die von dem südlichen Verlauf der Strömungen herrührt." Über die Strömungen im Kane-Becken vermag wohl das zuverlässigste Urteil Kane selbst abzugeben, welcher während der Überwinterung im Rensselaer-Hafen (etwa 78,5° N. B. auf der grönländischen Seite) zahlreiche Eisberge auf ihrer Trift aus dem Kane-Becken in den Smith-Sund beobachten konnte. Das Resultat dieser seiner Beobachtungen ist in folgenden Worten zusammengefaßt: „The general drift of these great masses was to the south — a plain indication of deep sea currents in that direction and a convincing proof, to me, of a discharge from some northern water."[52]) Auch trieb er auf der Rückkehr in diesen Breiten in Gesellschaft von Eisbergen.[53]) Die tiefgehende, konstante Südströmung aus dem Kane-Becken in den Smith-Sund dürfte so zur Genüge erwiesen sein. Sie wird aber noch bestätigt durch Bessels[54]) und neuerdings durch Sverdrup[55]), welcher von der Littleton-Insel aus (etwa 78° 25′ N. B., 73° W. L.) das Meer nördlich „mit dickem, auf der Trift nach Süden begriffenen Polareise angefüllt" sah. — Im östlichen Teil des Kane-Beckens, also vor dem

---

46) E. V. Blake, a. a. O.
47) G. S. Nares, a. a. O. II. S. 77.
48) E. Bessels, a. a. O. S. 587, 589.
49) G. S. Nares, a. a. O. I. S. 106.
50) Ebenda I. S. 101 und 102; II. S. 157.
51) J. J. Hayes, Das offene Polarmeer. Jena 1868. S. 289.
52) E. K. Kane, Arct. Expl. 1856. II. S. 111.
53) Ebenda S. 327.
54) E. Bessels, a. a. O. S. 553.
55) O. Sverdrup, a. a. O. I. S. 35.

Humboldt-Gletscher, könnte man a priori eine nach Norden gehende Reaktionsströmung erwarten. Aber nach den von Kane beobachteten Tatsachen zu schließen, ist eine solche nicht vorhanden; offenbar ist das Becken dafür zu klein, die von Norden kommende Strömung nimmt vielmehr den ganzen Bereich in Anspruch. Kane[56]) sah dort sogar gegen starken Südwind eine Anzahl grösserer Berge nach Süden treiben und hat darum mit Recht ausdrücklich auf seiner Karte Südsüdwest-Strömung vor dem Humboldt-Gletscher angedeutet.

Daß nun diese Südströmungen der nördlichen Kanäle auch durch die Enge des Smith-Sundes hindurch weitergehen zur Baffin-Bai, ist ja schon selbstverständlich. In der Regel tritt denn auch gerade im Smith-Sund den Polarfahrern, welche glücklich die Gefahren der eisbesetzten Baffin-Bai überstanden haben, das von Norden herandrängende Eis in Massen entgegen, zuletzt auch Sverdrup. Speziell angeführt sei nur, was Hayes[57]) über diesen Punkt berichtet: „Eine Menge Eisberge von Formen, die uns fremd waren, segelten in stattlicher und feierlicher Prozession den Sund hinaus und nahmen ihren Weg nach dem wärmeren Süden zu." — Auf Blake's Karte ist für die Strömungen durch den Sund eine Geschwindigkeit von einem Knoten angegeben. Greely[58]) veranschlagt ihre durchschnittliche tägliche Geschwindigkeit auf 4—8 Seemeilen, Bessels[59]) fand im Hall-Becken als Maximum der Geschwindigkeit bei Gelegenheit einer Springflut, als „die Geschwindigkeit der beständigen Strömung durch den Fortschritt der Flutwelle beschleunigt war", sogar 2³/₄—3 Knoten (in der Stunde).

Temperaturmessungen in diesen nördlichen Kanälen hat namentlich Nares mehrere vorgenommen. In die Tabelle ist nur eine einzige als Beispiel aufgenommen. Sie zeigen nämlich sämtlich an der Oberfläche wie in tieferen Schichten negative Werte, meist — 1,5° bis — 2,0°. Nur eine einzige, welche dicht unter Land gewonnen wurde, also offenbar lokal beeinflußt war, zeigte am Boden einen etwas höheren, aber immer noch negativen Wert. Somit sprechen auch die Temperaturen dafür, daß hier nicht etwa eine von Süden kommende Strömung wärmeren Wassers vorhanden ist, sondern ausschließlich kaltes Wasser sich nordsüdlich bewegt.

Was wird nun aus der Smith-Sund-Strömung, sobald der Sund sich verbreitert und in die Baffin-Bai übergeht? Jedenfalls setzt längs der Westseite des Sundes die Strömung ihren Weg nach Süden fort, wie es ja auch nach dem allgemeinsten Gesetz des Strömungsverlaufes

---

56) E. K. Kane, Arct. Expl. 1856. I. S. 73.
57) J. J. Hayes, Das offene Polarmeer. Jena 1868. S. 328.
58) W. Greely, a. a. O. S. 361.
59) E. Bessels, a. a. O. S. 126.

zu erwarten ist; aus den Temperaturen von dieser Gegend ist wiederum nichts weiter zu ersehen, als daß sie eben tief unter 0° liegen (siehe Ann. d. Hydr. 1881. S. 123). Was dagegen an der Ostseite vor sich geht, ist komplizierter und wird später bei der Behandlung des Nordwassers zur Erörterung kommen. — Der Strom an der Westseite sendet vielleicht, wie schon weiter oben erwähnt ist, zwischen der Coburg-Insel und der Küste von Ellesmere-Land einen Nebenzweig in den Jones-Sund hinein, zieht aber mit der Hauptmasse an diesem vorbei und trifft mit der an der Südseite dieses Sundes heraustretenden Strömung zusammen, um etwas weiter südlich die aus dem Lancaster-Sund kommende Strömung ebenfalls aufzunehmen. Diesem Zusammentreffen der beiden ziemlich starken Strömungen ist es wohl auch zuzuschreiben, daß gerade das Südostkap des Lancaster-Sundes, wie die Erfahrung der Walfänger lehrt, eine Stelle von hervorragend heftigem Eiskampf ist, der im Zerstückeln, Übereinanderschieben und Zusammenpacken der Eisfelder („hummock action") besteht[60]. Die vereinigten Strömungen verfolgen dann ihre Bahn nach Süden längs der Baffinlandküste als Westeis-Strömung, wie wir sie nennen können.

Bevor wir aber auf diese eingehen, wollen wir noch der Frage nähertreten nach dem Ursprung der aus den nördlichen Kanälen durch den Smith-Sund kommenden Strömung. Da der Robeson-Kanal nach dem Nordpolarbecken geöffnet ist, so liegt die Annahme nahe, daß auch diese ganze südliche Wasserbewegung mit ihm in Verbindung steht, und dies etwa auf folgende Weise: Die breite Nansen-Strömung tritt zwar wohl mit ihrer Hauptmasse zwischen Spitzbergen und Ostgrönland in das Nordmeer ein, ein Teil derselben aber mag auch durch die Nordostecke Grönlands abgesplittert, an der Nordküste entlang geführt und so durch die enge Pforte des Robeson-Kanals in die Baffin-Bai geleitet werden. Diese Erklärung, welche mechanisch plausibel ist, wird auch durch eine Tatsache gestützt, nämlich durch das Treibholz, welches die Hallsche Expedition zu beiden Seiten des Robeson-Kanals fand, und welches von der sibirischen Küste herrühren soll[61]. Außerdem sprechen dafür die vielen Schollenberge, welche in den nördlichsten Kanälen von Greely[62] beobachtet wurden und offenbar von der Nordküste Grönlands herübergekommen waren. Schollenberge sind nach Greely's Definition eine besondere Art von Eisbergen, die von der Nordküste Grönlands herstammen und durch ihre Tafelform sich von den übrigen arktischen Eisbergen unterscheiden, also mehr den antarktischen gleichen.

---

[60]) E. K. Kane, The U. S. Gr. Exp. S. 253.

[61]) P. M. 1873. S. 407.

[62]) W. Greely, a. a. O. S. 309.

c. Westeis-Strömung.

Nachdem wir so die Straßen, welche in den nördlichen Teil der Baffin-Bai einmünden, auf ihre Strömungen hin untersucht haben, wenden wir uns jetzt zur Baffin-Bai selbst.

Von allen Strömungen in derselben ist diejenige, die am wenigsten der näheren Erläuterung und Betrachtung bedarf, die Westeis-Strömung, da gerade sie schon lange bekannt und wohl allgemein anerkannt ist. Von ihr ist weder Existenz noch Anfang oder Ende erst nachzuweisen, sie ist einfach die Fortsetzung der aus den drei Hauptkanälen in den nördlichsten Teil der Baffin-Bai gelangenden Strömungen und die Hauptwurzel der Labradorströmung. (Unter Labradorströmung verstehen wir erst die Strömung südlich vom Kap Walsingham.) Die Westeis-Strömung führt große Massen von Treibeis aller Arten jährlich nach Süden, welches an späterer Stelle noch näher betrachtet werden wird. Besonders hervorgehoben sei hier nur die Advance[63]), welche auf ihrer Trift im Packeis bis 72° N. B. sich in der durch die Westeis-Strömung vorgezeichneten Bahn hielt, dann für eine Strecke herausgetrieben wurde, dabei sich langsamer bewegte, schließlich aber wieder in die Westeis-Strömung hineingelangte und auf diesem Wege in die Labradorströmung.

Dieser bedeutendsten südwärtsziehenden Strömung, der Westeis-Strömung, steht als wichtigste einwärtssetzende gegenüber die

d. Westgrönland-Strömung.

Bei dieser sind drei Fragen zu lösen. Die eine Frage knüpft sich an die Gegend, wo die Strömung erst beginnt, an Kap Farewell, die zweite betrifft die Strecke von 60°—70° N. B., und vor eine dritte Frage stellt uns die Strömung in noch höheren Breiten.

Der ostgrönländische Polarstrom biegt bei Kap Farewell durch die ablenkende Erdrotationskraft sowie durch das in fächerförmiger Ausbreitung nach Norden drängende Golfstromwasser gezwungen um und wendet sich längs der westgrönländischen Küste nach Norden, nachdem er durch das Zusammentreffen von polarem und atlantischem Wasser zugleich eine dreifache Schichtung nach der Tiefe hin angenommen hat. Das ist die gewöhnliche Auffassung, und es wäre über diesen Punkt nichts weiter zu sagen, wenn nicht in allerjüngster Zeit Bénard[64]) auf seiner Strömungskarte des Nordatlantik eine alte Ansicht zum Ausdruck gebracht hätte: er läßt einen Teil der Ostgrönland-Strömung von der Südspitze Grönlands ab in der alten Richtung weitergehen direkt auf Neufundland zu. Es muß deshalb diese Anschauung beleuchtet werden.

---

63) Unter E. J. de Haven. 1850/51. Siehe die Zeichnung in Contributions.

64) Ch. Bénard, a. a. O.

Dieselbe ist schon vor 50 Jahren von Irminger in einer speziellen Untersuchung („The arctic current around Greenland") widerlegt worden; besser und treffender kann auch die Widerlegung kaum gefaßt werden, als es Irminger[65]) am Schlusse seiner Arbeit tut in folgenden Worten: „If the current existed, which the before-named writers state to run in a direct line from East Greenland to the banks of Newfoundland, then the ice would likewise be carried with that current from East Greenland; if it were a submarine current, the deeply-immersed icebergs would be transported by it; if it were only a surface-current, the immense extent of field-ice would indicate its course, and vessels would consequently cross the ice-drifts at whatever distance they passed to the southward of Cape Farewell. But this is not the case: experience has taught that vessels coming from the eastward, steering their course about 2° to the southward of Cape Farewell, seldom or ever fall in with ice before they have rounded Cape Farewell and got into Davis Strait, which is a certain proof that there does not exist even a branch of the Arctic current which runs directly from East Greenland towards the banks of Newfoundland." Nächst diesem Eismoment zieht Irminger als zweites Beweismittel die hohen Temperaturen heran, welche schon 1—2° südlich von Kap Farewell angetroffen werden.

Sobald nun die Strömung Kap Farewell passiert und ihren Weg längs der Südwestküste Grönlands eingeschlagen hat, sind für den weiteren Verlauf zwei Möglichkeiten vorhanden: entweder schwenkt sie sofort in südlicheren Breiten über die Davis-Straße hinüber nach der Labradorströmung, wie auf vielen Karten dargestellt ist, z. B. auf der von Wegemann[66]), oder sie hält sich an die grönländische Westküste bis in die Baffin-Bai hinein, wie es Pettersson[67]) auf seinem Kärtchen vertritt. Die Lösung der Frage dürfte diesmal in einer Vereinigung beider Möglichkeiten liegen; ein Teil der Strömung biegt um, schon ganz im Süden in der Davis-Straße, ein Teil aber geht weiter nach Norden. — Daß die Strömung zum Teil sich im Bogen nach Westen wendet, dafür scheinen mir zwei Beweisgründe vorhanden zu sein, Eis und Temperaturen. Auf den Karten von Garde tritt das Ausbreiten des Eises nach Westen deutlich hervor (siehe auch unten); Eisberge, welche noch bessere Wegweiser wären, gelangen leider nicht in nennenswerter Zahl in diese Gegend. Temperaturmessungen aus diesem Gebiet sind mehrere vorhanden, sie sind in Tabelle II zusammengestellt. In den drei Messungen der Alert und Discovery (No. 1, 2, 3) zeigt sich, wie die Oberflächen-

---

65) The Journal of the Royal Geogr. Soc. London 1856. XXVI. S. 40/41.
66) Aus dem Archiv der deutschen Seewarte. 1899. No. 4. Karte 4.
67) P. M. 1900. S. 88.

temperatur zwischen 62° und 63,6° N. B. rasch sank von 5,6° auf 3,3°, um weiter nördlich den letzteren Stand beizubehalten. Die Temperatur von 5,6° deutete offenbar noch atlantisches Wasser an, während die niedrigere schon den kälteren, überschwenkenden Strom anzeigte. Eine gleichsinnige Änderung verrät das spezifische Gewicht. Ganz dieselbe Erscheinung prägt sich in den von der Valorous im Jahre 1875 angestellten Messungen aus (Tabelle II, Nr. 4, 5, 6, 7), und zwar stellt der Wert von 4,4° (Nr. 7) ungefähr ein Mittel dar zwischen der Temperatur von 7,2° (Nr. 4, 5, 6) und der von 1,4° (Nr. 8), welche letztere ungefahr in derselben Breite bei der westgrönländischen Küste selbst beobachtet wurde. Weiter stimmen hierzu die beiden Messungen der Grönland-Expedition der Berliner Gesellschaft für Erdkunde, welche unter Nr. 9 aufgeführt sind und den Sprung in noch niedrigeren Breiten zeigen, und endlich die drei Beobachtungen der Ingolf-Expedition (Nr. 10, 11, 12), welche aus Pettersson's hydrographischen Schnitten[68]) abgelesen sind. Aus den Temperaturmessungen der Fylla hat bereits F. Wandel[69]) die Umbiegung gefolgert. — Die Breite, in welcher die südliche Kante der überschwenkenden Strömung zu suchen ist, wäre nach diesen vier Quellen verschieden: 63,5°, 64°, 62°, 63°. Aber die Abweichung von zwei Breitengraden ist wohl gering zu nennen, außerdem mögen ja auch die Verhältnisse in den einzelnen Jahren variieren, jedenfalls darf man danach im Mittel 63° als südliche Grenze ansetzen, wie es in unserer Karte geschehen ist. — Daß aber andererseits die Strömung auch weiter nach Norden hinaufgeht, und zwar mindestens bis zur Breite von Godthaab, das bezeugt wiederum die Ausdehnung des Eises, wie sie auf Gardes Karten[70]) sich kundgibt.

Damit gelangen wir unmittelbar zum dritten Problem, welches die Westgrönland-Strömung stellt, das ist das Ende der Strömung nach Norden hin. Es fragt sich also, ob die Westgrönland-Strömung auch nördlich von Godthaab oder gar Disco noch zu finden ist, und wie weit.

Daß die Strömung so plötzlich bei 70° N. B. abbricht, wie es Pettersson[71]) zeichnet, ist schwerlich anzunehmen. Nach Petermann sollte sie im Gegenteil bis hoch in den Smith-Sund und sogar in den Lancaster-Sund gehen, wie oben schon erwähnt ist. Auch Günther[72]) läßt die Strömung wenigstens bis ins Innere der Melville-Bai reichen. Von denen, die aus Erfahrung sich hierzu äußern konnten, ist es zunächst

---

[68]) P. M. 1900. Taf. V.
[69]) Meddelelser om Grönland. 1893. VII. S. 258.
[70]) V. Garde, Isforholdene i de arktiske Have.
[71]) P. M. 1900. S. 88.
[72]) S. Günther, Lehrb. d. Geoph. Stuttgart 1899.

Hayes[73]), welcher denselben Standpunkt einnimmt, allerdings ohne Argumente anzuführen; die von der westgrönländischen Küste abtreibenden Eisberge streben nach seiner Meinung alle nach Norden zur Melville-Bai, wenn nicht widrige Winde ihnen entgegenstehen. — Von tatsächlichen Argumenten läßt sich einmal das Treibholz heranziehen. Dieses wird nun, wie Rink[74]) in seiner Arbeit über die Vegetation in Nordgrönland darlegt, an der ganzen Westküste bis nach Upernivik angetroffen, natürlich am reichlichsten im Süden, in großen Mengen noch an den Küsten des Waigat und von da ab nach Norden etwas spärlicher. Bei der Verwendung von Treibholzfunden zur Argumentation muß man sich allerdings folgendes vor Augen halten. Um überhaupt die Existenz einer Strömung zu beweisen, besonders einer großen, dafür ist es ein sehr brauchbares Mittel; aber um zu entscheiden, ob eine Strömung etwas mehr oder weniger weit reicht, dazu ist es weniger geeignet, zumal in kleineren Mengen: dafür unterliegt es doch viel zu sehr dem direkten Einfluß der Winde. Als entscheidendes Indizium darf es also auch in unserem Falle nicht betrachtet werden. — Aber andere, untrügliche Anzeichen für die weit nördliche Fortsetzung der Strömung liegen uns vor in Gestalt von Eisbergtriften. McClintock[75]) sah Anfang April des Jahres 1857 alles Eis aus der Waigat-Straße nach Norden treiben, einschließlich der Eisberge, nur ein paar der letzteren blieben zurück. Ebenso sah in einem späteren Jahre Tarr[76]) bei Vilcox Head (ungefähr 74° N. B.) mehrere Wochen lang alle Eisberge nach Norden treiben. Allerdings wehte damals vorwiegend Südwind, und da die Berge bereits von der gleichgerichteten Strömung weiter im Süden ihr Bewegungsmoment hatten, so könnten sie leicht auch weiterhin durch den Wind auf der Trift nach Norden gehalten sein, ohne sich noch vollständig in der Strömung zu befinden. Es braucht deshalb auf diese Beobachtung kein allzu großes Gewicht gelegt zu werden, aber immerhin wäre es nach unseren früheren Ausführungen sehr gewagt, gewöhnlichen Winden solchen durchgreifenden Einfluß („alle Eisberge") zuzuschreiben. — Von dem noch etwas weiter nördlich gelegenen Punkte Devil's Thumb teilt Hayes[77]) mit, daß er wegen der dort häufigen, gewaltigen Eisbergansammlungen den zweiten Namen „Bergy Hole" bekommen habe, und daß dort bisweilen sehr reißende und wandelbare Stömungen herrschten. Diese beiden Eigentümlichkeiten von Devil's Thumb, sowohl die Eisbergansammlungen wie auch die ver-

---

[73]) J. J. Hayes, The Land of Desolation. London 1871. S. 164/65.
[74]) P. M. 1855. S. 60.
[75]) McClintock, a. a. O. S. 124.
[76]) Americ. Journ. of Science. 1897. IV. 3. S. 317.
[77]) J. J. Hayes, The Land of Desol. S. 226.

worrenen und unsteten Strömungen, finden, wie mir scheint, wiederum ihre natürliche und ungezwungene Erklärung in der Annahme, daß die Westgrönland-Strömung sich noch nördlich von 70° N. B. fortsetzt, aber nicht viel weiter als zur „Bergy Hole". Das äußerste Ende wird ja sicher variieren, indem die Westgrönland-Strömung und die neben ihr südwärts gehende Mitteleis-Strömung sich oben in der Melville-Bai den Platz streitig machen. Fest steht jedenfalls, daß Kane die nördliche Strömung sogar noch gegen 75° N. B. hin antraf, und seine Beobachtungen an Eisbergen, die nunmehr erörtert werden sollen, bilden den zwingendsten Beweis überhaupt für die Fortsetzung der Strömung nördlich von 70° N. B. Kanes[78]) eigene Schilderung lautet: „It was the motion of the floating bergs that surrounded us at this time, which first gave me the idea of a great under-current to the northward. Their drift followed some system of advance not apparently at variance with the received views of a great southern current. On the night of the 30th, while the surface ice or floe was drifting to the southward with the wind, the bergs were making a northern progress, crushing through the floes in the very eye of the breeze at a measured rate of a mile and a half an hour. The disproportion that uniformly subsists between the submerged and upper masses of a floating berg makes it a good index of the deep sea current, especially when its movement is against the wind. I noticed very many ice mountains traveling to the north in opposition to both wind and surface ice. One of them we recognized five days afterward, nearly a hundred miles on its northern journey." Zunächst muß bemerkt werden, daß unter „under-current" nicht eine eigentliche Unterströmung zu verstehen ist, sondern vielmehr eine Tiefenströmung, d. i. eine Strömung, die im Gegensatz zu der von jedem Winde beherrschten Oberflächentrift in tiefe Schichten hinabreicht, aber an der Oberfläche doch im Durchschnitt in der nämlichen Richtung sich bewegt. Dagegen eine Unterströmung ist z. B. die Davis-Unterströmung (s. unten), welche unter anders gerichteten, aber ebenfalls mächtigen, herrschenden Strömungen (Oberströmungen) hinfließt. Es sind also die vier Begriffe auseinanderzuhalten: Oberströmung, Unterströmung; Oberflächenströmung, Tiefenströmung. Daß Kane hier eine Tiefenströmung meint, geht auch daraus hervor, daß er gegen Schluß der Schilderung selbst die Bezeichnung „deep sea current" anwendet. — Diese konstante und tiefgehende, nordwärts gerichtete Strömung wird also hier einmal geschlossen aus der allgemeinen Trift der Eisberge gegen Wind und Oberflächenbewegung, einer Trift, deren Geschwindigkeit auf 1,5 Knoten geschätzt ist. Eine

[78]) E. K. Kane, The U. S. Gr. Exp. S. 103/4.

Täuschung, wie sie von einem in Fahrt befindlichen Schiffe aus leicht möglich ist, ist in diesem Falle ausgeschlossen, da die Beobachtung von fester Stellung aus gemacht ist; Kane lag damals am Landeis bei ungefähr 74°. 40′ N. B., 58°. 30′ W. L. — Für einen der Berge wurde damals mittels des Sextanten eine Höhe von 75 Metern gemessen, wonach die Strömung mindestens bis in 150 Meter Tiefe (halbe Höhe des untermeerischen Teiles) reichen muß. Daß das Flächeneis dem augenblicklichen Winde folgte, ebenso wie die obersten Wasserschichten (Oberflächentrift), entspricht der ersten Regel Seite 12. — Am folgenden Tage stach Kane wieder in See und ging unter Dampf nach Norden oder Nordwesten weiter ungefähr bis zu dem Punkte 75°. N. B., 59°. 50′ W. L., begleitet von Eisbergen. Dabei geschah es sogar, daß sie mit einem dieser Reisegefährten um die Wette vorrückten (unter Dampf!), um zuerst eine vor ihnen liegende Wasserstraße zu erreichen, welche sonst von dem Koloß gesperrt worden wäre. Auch dieses Erlebnis halte ich für so unzweideutig und so hervorragend beweiskräftig, daß ich daraus allein ohne Bedenken auf die kräftige, tiefgehende Westgrönland-Strömung in diesen Breiten schließen würde. Da aber alle vorher angeführten Tatsachen in demselben Sinne zeugen, und außerdem sogar noch einige weitere Stellen aus Kane's Werken sich anführen ließen, so steht die weit nördliche Fortsetzung der Strömung fest. Es fragt sich höchstens, ob sie gerade bis zu dem von Kane angegebenen Punkte stets vorhanden ist oder nur bis Devil's Thumb; auf der Karte habe ich ihr Ende ungefähr zwischen diese beiden Breiten verlegt.

Daß das im vorstehenden aus den Eisverhältnissen abgeleitete Bild der Westgrönland-Strömung auch mit den Temperaturbeobachtungen völlig im Einklang steht, zeigt ein Blick auf die Tabelle III, in welcher 27 Messungen zusammengestellt sind. — Durch das Zusammentreffen des Ostgrönlandstromes mit atlantischem Wasser auf der Strecke zwischen Island und Kap Farewell erlangt die Strömung eine ganz charakteristische dreifache Schichtung, welche sie in ihrer Fortsetzung als Westgrönland-Strömung beibehält: zwischen zwei wärmeren Wasserschichten lagert in der Mitte eine etwas kältere. Während nun die Lotung Nr. 1 dieser Tabelle, die vor dem westlichen Rand der Strömung gewonnen ist, noch warmes Wasser in allen Schichten zeigt, tritt schon sofort bei Nr. 2 das Charakteristikum der dreifachen Schichtung auf und zeigt sich in allen übrigen Fällen. Zwischen 69°. und 70°. N. B. ist die Schichtung etwas gestört, aber augenscheinlich nur lokal, wohl durch das Schmelzwasser, weiter nördlich tritt die regelrechte Schichtung wieder ein. — Der unter Nr. 24 angegebene Wert des spezifischen Gewichtes ist der niedrigste, welchen Alert und Discovery auf ihrer nördlichen Route bis zu dieser

Breite fanden. Ebenso ist die Temperatur auffallend niedrig. Beides besagt, daß hier der Rand der Westgrönland-Strömung schon überschritten ist, und der Punkt bereits in der kalten Mitteleis-Strömung liegt. Fast an demselben Punkte lotete Nares und fand auch eine Temperaturserie, welche nicht mehr die charakteristische Schichtung aufweist. Die zwei folgenden Messungen (Nr. 25, 26) sind in höherer Breite vorgenommen und zeigen trotzdem wieder höhere Temperatur und höheren Salzgehalt. Warum? Der Punkt liegt wieder östlicher, wieder im Bereich der Westgrönland-Strömung. — Den Punkt, wo Parry lotete (Nr. 27), scheint die Westgrönland-Strömung, wenigstens damals, schon nicht mehr erreicht zu haben; allerdings sind die Messungen aus jener Zeit mit großer Vorsicht aufzunehmen.

e. Davis-Unterströmung, Nordwasser.

Die Golfstromtrift breitet sich bekanntlich östlich von dem Punkte des Zusammentreffens mit der Labradorströmung fächerförmig aus, sozusagen über den ganzen nordatlantischen Ozean, und zerfällt nach und nach in eine Reihe von getrennten Stromzweigen. Einer derselben findet auch seinen Weg nach Nordwesten in die Davis-Straße, sinkt ungefähr in der Höhe von Kap Farewell unter (nach Pettersson schon weiter südlich) und setzt als Unterstrom seinen Weg nordwärts fort durch die Davis-Enge in die Baffin-Bai. Die Existenz dieser Strömung scheint zuerst von Pettersson erkannt worden zu sein, der sie in seine schon erwähnte Karte eingetragen hat (P. M. 1900) auf Grund der Tiefentemperaturmessungen der Ingolf-Expedition. Sie soll im folgenden kurz Davis-Unterströmung genannt werden.

Es mag vielleicht auf den ersten Blick befremden, daß der Strom schon an dieser Stelle behandelt, somit ebenfalls zu den „Wurzeln der Labradorströmung“ gerechnet wird. Allein wenn er auch nicht direkt als solche aufzufassen ist, so doch indirekt durch seinen Zusammenhang mit dem Nordwasser, wie es am Schlusse des Kapitels verständlich werden wird.

Bevor wir nun die Eistatsachen selbst anführen, welche diesen Strom wahrscheinlich machen, wollen wir uns darüber klar werden, in welcher Weise ein solcher warmer Unterstrom sich kundzugeben vermag. Es scheint mir das auf doppelte Weise möglich zu sein: einmal durch seine Eigenschaft als Beförderungsmittel, wie überhaupt jede Strömung, und zweitens durch seine Eigenschaft als Wärmeträger. Inwieweit er eisbefördernd wirkt, hängt von seiner Tiefenlage ab. Von der Ingolf-Expedition wurde bei 66° 35′ N. B., 56° 38′ W. L. die oberste Schicht dieses warmen Stromes in der Tiefe von 125 Metern unter dem Meeres-

spiegel gefunden. Und in dieser Gegend werden noch relativ wenig Eisbergtriften zu beobachten sein. Weiter nördlich aber geht der Strom wohl noch tiefer hinab. Es kann infolgedessen ein Eisberg nur mit einem geringeren Teil seines Tiefganges in diese Strömung hineinragen, während der größte Teil in der Oberströmung sich befindet und ein dritter Teil der Einwirkung des jeweiligen Windes und der damit verbundenen Oberflächentrift unterliegt. Es wird also eine Einwirkung dieser Strömung auf die Eistrift nur sehr schwer erkennbar sein. Und zweitens als Wärmeträger, also durch Schmelzwirkung, kann der Strom nur in niederen Breiten sich bemerkbar machen, wo er noch nicht tief unter der Oberfläche liegt. — Von jeder dieser beiden Arten haben wir nun ein, wenn auch schwaches Indizium.

Der Schmelzwirkung dieses Stromes dürfte es zuzuschreiben sein, daß in den niederen Breiten zwischen 62° und 65° N. B. das aus der Westgrönland-Strömung nach Westen hinüberschwenkende Treibeis rasch verschwindet und höchstens in ganz unbedeutender Menge in die Labrador-Strömung hinübergelangt. Daß das Treibeis des Westgrönland-Stromes das Bestreben hat, mit der Strömung selbst nach Westen über die Davis-Straße sich auszubreiten, zeigen die Skizzen von Garde (a. a. O.) in vielen Fällen. Wenn trotzdem meistens in der Mitte der Davis-Straße ein eisfreier Kanal sich hinzieht (s. unten), so gibt sich darin eben die wärmere Unterströmung zu erkennen. — Die zweite Wirkung, nämlich die auf die Trift des Eises, dürfte vielleicht in einer Beobachtung von Mc Clintock zum Ausdruck kommen. Er wurde auf der Fox-Trift zwischen 75° und 70° N. B. ständig von zwei Eisbergen begleitet, die ihre Lage zum Schiffe fast nicht änderten. Plötzlich Ende März blieb, wie er berichtet [79]), der eine Eisberg zurück und kam allmählich außer Sicht. Nach der Zeichnung befanden sie sich aber um diese Zeit ungefähr auf 68° N. B. und waren gerade von dem Becken der Baffin-Bai über die Bodenschwelle geraten, welche sich südwestlich von Disco bis zum 60. Längengrad ausdehnt (600-Meter-Linie). Es erscheint deshalb nicht unmöglich, daß der größere Eisberg unter dem Einfluß der nordwärts setzenden Unterströmung, welche hier vielleicht nicht allzu tief liegt, zurückgehalten wurde. Ferner konstatiert McClintock [80]), als er sich noch in der Melville-Bai befindet, daß das Eis in beständiger Bewegung sei nach allen möglichen Richtungen „under the influence of mysterious surface and under currents according to their relative depths of floatation". Leider ist der Ort nicht genau angegeben. Es ist nicht

---

[79]) Mc Clintock, a. a. O. S. 97.

[80]) Ebenda S. 36.

ausgeschlossen, daß die von Süden kommenden warmen Wasser sich an den Küstenbänken im westlichen Teil der Melville-Bai stauen (s. unten Nordwasser), dadurch in größere Höhe gehen und natürlich immer noch das Bestreben haben, nordwärts vorzudringen, während das darüber befindliche Wasser des Mitteleis-Stromes nach Süden fließt. So mögen vielleicht die merkwürdigen durcheinandergehenden Strömungen dort zustande kommen.

Mehr Anhaltspunkte für die Davis-Unterströmung geben die Eisverhältnisse leider nicht. Sehen wir nun, was die Temperaturmessungen aussagen!

In den Temperaturmessungen Nr. 1—17 unserer Tabelle IV treten ausnahmslos in größeren Tiefen höhere Temperaturen auf, so daß dadurch die warme Unterströmung bestätigt wird bis 74° N. B. Die unter Nr. 18—22 verzeichneten Beobachtungen indes lassen erkennen, daß in den westlichen Teilen der Davis-Straße und Baffin-Bai in allen Tiefen kaltes Wasser vorhanden ist. Dies besagt, daß die warme Unterströmung mehr die Mitte und die östliche Seite des Bereiches einnimmt, den westlichen Teil aber völlig vermeidet, und entspricht dem Gesetze der ablenkenden Erdrotationskraft. In Nr. 17 dürfte die hohe Temperatur von + 1,5° nur der allerobersten Schicht zukommen und lokalen Einflüssen zuzuschreiben sein, denn schon in 45 Metern Tiefe herrscht die negative Temperatur —1°. — Die Beobachtung Nr. 23 habe ich zwar mit unter diese Tabelle gesetzt. Allein sie liegt, wie man auf der Karte sieht, in sehr kritischem Gebiete, da hier sowohl die Mitteleis-Strömung wie die abbiegende Westgrönland-Strömung und die Davis-Unterströmung mit im Spiele sein kann. Leider besteht diese Reihe nur aus zwei Gliedern, läßt darum nichts Bestimmteres über die Anordnung der Wasserschichten erkennen. — Ebenso wie in den Temperaturmessungen prägt sich das warme Unterwasser in den Salzgehaltprofilen aus, die Pettersson[81]) entworfen hat, und die bis mindestens 65,5° N. B. reichen. Und Hamberg[82]) gibt an, daß auch oben in der Baffin-Bai in der Tiefe Salzgehaltwerte von 3,45% gefunden wurden, während an der Oberfläche die Zahlen schwanken zwischen 2,8 und 3,3.

So dürfte die Davis-Unterströmung nunmehr sicher nachgewiesen sein bis ungefähr 74° N. B. Den weiteren Verbleib und das Endschicksal der Strömung werden wir erst kennen lernen und verstehen, nachdem wir das **Nordwasser** einer näheren Betrachtung unterzogen haben, und hierzu wollen wir jetzt übergehen.

---

[81]) P. M. 1900. Taf. V.

[82]) Hydrographical observations of the Nordenskiöld Exp. to Greenl. by A. Hamberg. — Proc. of the R. G. Soc. Oktober 1884.

Das Nordwasser ist eine ausgedehnte Wasserfläche am Eingang des Smith-Sundes, die sich durch auffallend große Eisfreiheit und Wärme aus der ganzen Umgebung abhebt. Es ist sowohl bei den Eskimo wie bei den Walfängern lange bekannt und in der Polarliteratur oft erwähnt. Wie sehr die Eskimo diesem merkwürdigen Meeresgebiet ihre Aufmerksamkeit zuwenden und mit seinen jahreszeitlichen Veränderungen vertraut zu sein scheinen, das hat Kane[83]) erfahren: ihm haben sie auf 4 Monate voraus die Ausdehnung dieses Wassers angegeben und auch den übermäßigen Schneefall des Winters 1854/55 aus dem Verhalten des Nordwassers vorausbestimmt. In der Tat wird es nicht ganz unberechtigt sein, diesem offenen Meeresteil und seinen Schwankungen einen ähnlichen Einfluß (wenn auch von weit geringerem Grade) auf die Witterung der umliegenden Gebiete einzuräumen, wie ihn nach Pettersson und Meinardus[84]) der Golfstrom je nach seiner verschiedenen Ausdehnung am Eingang der Nordsee auf das Wetter Mitteleuropas ausübt. Die Ausdehnung des Nordwassers schätzte Kane auf 90000 Quadratmeilen. Die Temperatur erreicht nach demselben Gewährsmann bisweilen den hohen Stand von 6,7° C.[85]) (!). Nach seinen Erfahrungen hält er es für zweifelhaft, ob diese Wasserfläche jemals vollständig zufriert[86]). In demselben Sinne äußert sich Nares[87]) nach den Schilderungen der Eingeborenen. Bessels[88]) erwähnt allerdings einen Fall, in dem es geschlossen gewesen sein soll. Nares[89]) traf von 76,7° bis 77,3° N. B. auf 72,5° W. L. keine Oberflächentemperaturen unter 3 bis 4° C. Auch Kapitän Tyson[90]) meint dort im Winter verhältnismäßig hohe Temperaturen gefunden zu haben. Und Hayes[91]) wundert sich beim Winteraufenthalt in Port Foulke (78,3 N. B.) über das offene Wasser: „Daß dieses offene Wasser vorhanden ist, macht mich ganz irre. In den Jahren 1853—55 wurde vom Van Rensselaer-Hafen aus (weiter nördlich) so etwas nicht gesehen.“ Dasselbe offene Wasser war es endlich, welches der Lady-Franklin-Bai-Expedition im Jahre 1883/84 die verhängnisvolle Überwinterung bei Kap Sabine auferlegte, wo die Unglücklichen, den Hungertod vor Augen, vergebens auf eine feste Eisdecke harrten, die ihnen einen Weg bereitet hätte nach der rettenden Insel Littleton. — Zum Verständnis dieses merkwürdigen Phänomens, des Nordwassers,

---

83) E. K. Kane, Arct. Expl. I. S. 427.
84) Met. Zeitsch. 1898. S. 85 ff.
85) E. K. Kane, The U. S. Gr. Exp. S. 546.
86) E. K. Kane, Arct. Expl. II. S. 69.
87) G. S. Nares, a. a. O. S. 46.
88) E. Bessels, a. a. O. 27. Kap.
89) G. S. Nares, a. a. O. S. 44.
90) E. V. Blake, a. a. O. S. 389 f.
91) J. J. Hayes, Das offene Polarmeer. S. 147.

wollen wir zunächst eine von Petermann und Sieglerschmidt gegebene Erklärung diskutieren, deren Unzulänglichkeit nachweisen und dann eine neue aufzustellen versuchen.

Petermann (a. a. O.) und Sieglerschmidt[92]) sehen in dem Nordwasser die Fortsetzung oder das Ende der Westgrönland-Strömung. — Für diese Ansicht könnten angeführt werden zwei Treibholzstücke, welche nördlich von Kap York gefunden sind und von südlicher gestrandeten Schiffen herrühren sollen, wie Greely[93]) berichtet. Diese können wohl mit einer Strömung an der Nordküste der Melville-Bai entlang um Kap York herum nach Norden geführt worden sein. Aber ebensogut kann es durch einen gelegentlichen Wind besorgt sein; aus vereinzelten Treibholzfunden, deren Herkunft nicht einmal absolut feststeht, darf nie ein zwingender Schluß gezogen werden. Auch Greely selbst bemerkt an der Stelle, daß der Südstrom, welcher dort von Nares gefunden wurde, ohne Zweifel der vorwiegende sei. Nares[94]) traf bei Kap York eine Anzahl Eisberge, die seiner Meinung nach aus der Melville-Bai stammten. Woraus er dies schloß, ist nicht angegeben, man darf also die Zuverlässigkeit dieses Urteils wohl bezweifeln. Außerdem spricht Nares noch zweimal von Südströmung und zweimal von Nordströmung, die an Kap York vorüberginge. In den beiden letzteren Fällen handelt es sich aber nicht um direkte Beobachtungstatsachen, sondern um Meinungen (S. 55 und 234), in den beiden Fällen dagegen, wo er Südströmung erwähnt, welche sich rasch bewege (S. 44 u. 46), liegt direkte Beobachtung einer südlichen vom Gezeitenstrom unabhängigen Strömung vor. Soll man also hiernach über die vorherrschende Strömung bei Kap York entscheiden, so wird man sich mit Greely zur Südströmung bekennen müssen. — Zu dem nämlichen Resultat führen die Temperaturbeobachtungen aus dieser Gegend. Bessels[95]) fand auf seiner Bootreise von Port Foulke bis Kap York nur negative Oberflächentemperatur, meist — 1° und darunter. Nares fand auf 76,5° N. B. vor der grönländischen Küste im Jahre 1875 + 4,4° (unsere Tab. V, Nr. 1), im Jahre 1876 aber an derselben Stelle — 1,4° (Bessels, S. 559). Auch an anderen Punkten vor der grönländischen Küste fand Nares negative Temperaturen (Tab. V, Nr. 2 und 3). Also auch nach den Temperaturmessungen ist es unwahrscheinlich, daß hier längs der Küste eine warme Strömung nach Norden geht, wahrscheinlicher ist vielmehr eine kalte Südströmung.

---

92) H. Sieglerschmidt, a. a. O. S. 322.
93) W. Greely, a. a. O. S. 36.
94) G. S. Nares, a. a. O. S. 41.
95) E. Bessels, a. a. O. Tabelle S. 558.

Und diese kalte Südströmung eben bei Kap York ist der erste Grund, welcher gegen jene alte Erklärung des Nordwassers spricht. Denn wenn, wie jene fordert, die warme Westgrönland-Strömung bis hoch in die Melville-Bai hinauf und um deren Küste herum gehen sollte, so müßte sie, ehe sie nun den mittleren Teil des Smith-Sund-Einganges, also den Bereich des Nordwassers, in Besitz nähme, doch mindestens an der rechts gelegenen Küste als Nordstrom auftreten. Tatsächlich aber herrscht dort, wie gesagt, Südströmung. Zweitens wäre es wohl überhaupt nicht recht verständlich, warum der schmale Stromzweig (Westgrönland-Strömung) dort vor dem Smith-Sund plötzlich zu einer so ausgedehnten Wasserfläche sich erweitern sollte. Ein dritter Einwand macht sich in einer Eigentümlichkeit der Temperaturen geltend. Nares hat nämlich in dem Jahre, wo er an der grönländischen Küste kalte Wassertemperaturen maß, in der Mitte der Baffin-Bai auf 76° N. B. einen breiten Wassergürtel von + 1,1°, also wesentlich höherer Temperatur, gefunden (s. Temperaturen bei Bessels S. 559). Ebenso ist der Temperaturwert von — 0,2°, welchen Bessels bei seiner ostwestlichen Durchquerung der Baffin-Bai ungefähr in der Breite 75,5° N. B. gemessen hat, also im Bereich des Nordwassers, als relativ hoch anzusehen gegenüber seinen gleichzeitig an der grönländischen Küste gefundenen Temperaturen (s. Temperaturen bei Bessels S. 559). Endlich stechen auch die Temperaturen unter Nr. 4 und 6 unserer Tabelle V, die ebenfalls in der Mitte der nördlichen Baffin-Bai, d. i. im Bereich des Nordwassers, gewonnen sind, einigermaßen ab gegen die niedrigen Temperaturwerte der umliegenden Küstenwasserbereiche. Wie will nun Sieglerschmidt diese Tatsache, daß im Nordwasser höhere Temperaturen sich finden als näher an den Küsten, und daß außerdem gerade an der Küste die Temperaturen viel variabler sind, mit seiner Theorie in verständlichen Zusammenhang bringen? Der Westgrönland-Strom, aus dem er das Nordwasser entstehen läßt, müßte doch in die Gegend von Kap York eher gelangen als ins Nordwasser, infolgedessen auch bei Kap York mit höherer und konstanterer Temperatur auftreten als im Nordwasser. — Endlich kommen als viertes und fünftes Moment zwei Tatsachen hinzu, welche den beiden Autoren noch nicht zur Verfügung standen, mit denen wir aber jetzt rechnen müssen. Diese beiden Tatsachen sind die Mitteleis-Strömung und die Davis-Unterströmung, von denen die erste sich mit jener Erklärung nicht in Einklang bringen läßt und die zweite uns eine neue, einfache Erklärung an die Hand gibt. Die Mitteleis-Strömung nämlich, deren Existenz im nächsten Kapitel bewiesen wird, setzt hoch oben in der Melville-Bai ein. Auf welchem Wege sollte nun die Westgrönland-Strömung über dieses Hindernis hinweg nach Kap York

und dem Nordwasser gelangen? Daß sie im Norden herumfließt, ist mechanisch nicht gut denkbar, und darunter hindurch, wohl auch nicht. Endlich würde in jener alten Auffassung die Davis-Unterströmung überhaupt keinen Platz finden (siehe auch S. 20). Diese ist aber erwiesen, und sie eben gibt uns den Schlüssel ab zur Erklärung des Nordwassers. Wir führen nämlich dasselbe zwar ebenfalls auf atlantischen Ursprung zurück, bloß nicht auf dem Wege der Oberströmung, sondern der Unterströmung:

Das in mächtigem Unterstrom durch das tiefe und gestreckte Becken der Baffin-Bai ziehende atlantische Wasser staut sich vor der engen und seichten Pforte des Smith-Sundes: dadurch wird ein Teil der Wassermasse in die Höhe gedrängt und fließt an beiden Seiten nach Süden ab, indem es einmal die Westeis-Strömung und zweitens die Mitteleis-Strömung speist.

Diese Erklärung enthält erstens von vornherein nichts Unmögliches, zweitens fallen bei ihr alle gegen die frühere Erklärung erhobenen Einwände weg, drittens steht sie noch mit einigen weiteren Tatsachen in vorzüglichem Einklang. Setzen wir diese drei Punkte näher auseinander!

Die Erklärung durch aufsteigendes Tiefenwasser ist erstens möglich, denn solches ist im Meere keine Seltenheit. Als aufquellendes Tiefenwasser hat zuerst Dinklage[96]) das kalte Wasser an der peruanischen Küste erklärt, darauf hat Krümmel[97]) diese Erklärung verallgemeinert und auf das kalte Küstenwasser an den Westseiten der Kontinente überhaupt übertragen; und die bekanntesten jener Fälle zusammenfassend hat dann Puff[98]) „das kalte Auftriebwasser“ in einer größeren Spezialarbeit behandelt. Die neueste zusammenfassende Darstellung der verschiedenen atlantischen Auftriebwasser gibt Schott[99]) im Valdivia-Werke. — Hier haben wir es nur im Gegensatz zu allen diesen Fällen mit einem warmen aufsteigenden Wasser zu tun, wozu bis jetzt ein einziges Analogon bekannt ist, nämlich von der Westküste Spitzbergens, wo in einem isolierten Fleck der etwas weiter südlich untergetauchte Golfstrom an die Oberfläche tritt.

Ferner beseitigt unsere Erklärung die fünf Schwierigkeiten, welche die frühere Hypothese bestehen ließ. Fürs erste nämlich wird der bei Kap York nachgewiesene Südstrom von der vorstehenden Er-

---

[96]) Hansa. 1875. S. 57.
[97]) O. Krümmel, Handb. d. Ozeanogr. II. S. 305—307.
[98]) A. Puff, Das kalte Auftriebwasser. Marburg 1890.
[99]) Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Tiefsee-Expedition. Jena 1902. Bd. I.

klärung nicht nur geduldet, sondern fast gefordert; denn das Nordwasser dringt infolge der Bodengestaltung am stärksten in der Mitte des Smith-Sund-Einganges vor, wenn auch vielleicht ein wenig nach rechts gewendet. Dadurch muß es die aus dem Smith-Sund kommende kalte Strömung teilen, so daß ein Zweig an der westlichen, der andere an der östlichen Küste entlang nach Süden geht. Diese Teilung im offenen Meer würde ohne die Annahme, daß das Wasser von Süden her sich einkeilt, unmotiviert sein. — Zweitens hat jetzt die große Ausdehnung des Nordwassers nichts Unwahrscheinliches mehr an sich. — Drittens wird die Tatsache, daß das Nordwasser höhere und konstantere Temperatur aufweist als das Wasser bei der grönländischen Küste, jetzt selbstverständlich, denn das Nordwasser liegt eben der ursprünglichen Quelle näher. — Viertens bildet der Mitteleis-Strom in unserer Theorie kein störendes Hindernis mehr. — Fünftens ist das Endschicksal der Davis-Unterströmung nicht mehr rätselhaft: sie ist in einen geschlossenen vertikalen Kreislauf eingeschaltet.

Endlich finden weitere Erscheinungen auf diese Weise ihre ungezwungene Erklärung. Das ist vor allem die Inkonstanz der Temperaturverhältnisse. Natürlich wird diese aufgestaute Wassermasse bald mehr, bald weniger mächtig sein. In Fällen größerer Mächtigkeit mag es dann vorkommen, daß das Wasser sich nicht auf den mittleren Bereich beschränkt, sondern über den kalten Seitenstrom an der grönländischen Küste hinübergespült wird. Daß es gerade nach dieser Seite getrieben wird, nach der rechten, ist einfach eine Folge der ablenkenden Erdrotationskraft. Ähnlich wird auch in dem nördlichen Teil der Nordsee eine mehr oder weniger ausgedehnte und mächtige Oberflächenschicht bald von warmem, bald von kaltem Wasser eingenommen, diese Erscheinung beruht ebenfalls auf einer Art Überspülung[100]. In den Fällen, wo bei Kap York und nördlich davon an der grönländischen Küste kaltes Wasser gefunden wurde, hätten wir also einfach den östlichen Zweig der kalten Smith-Sund-Strömung dort zu erblicken; und in den Fällen, wo warmes Wasser an der Oberfläche festgestellt wurde, ist das Nordwasser über jene kalte Strömung hinweggeschwemmt worden, da es wohl augenblicklich stark ausgedehnt war. Betrachtet man den hervorragendsten Fall der letzteren Art (Tab. V, Nr. 1), so erhält man in der Tat vollkommen den Eindruck einer Überflutung. Denn erstens wurde in allen Tiefen vom Boden bis zu 45 Metern durchweg sehr kaltes Wasser gefunden, und nur in der dünnen Oberflächenschicht von ungefähr 45 Metern warmes Wasser. Zweitens verrät auch der ausserordentlich steile Temperatur-

---

[100]) O. Pettersson in P. M. 1900. Abbildg. S. 90ff.

gradient in der Trennungsschicht (37—55 m), welcher den der nächsten Umgebung (18—37 m und 55—73 m) weit überragt, unzweideutig, daß man es hier mit Wassern von verschiedener Herkunft und Bewegungsrichtung zu tun hatte. Eine Unstetigkeit des Temperaturgradienten ist nach Wild[101]) ja eines der besten Kriterien für die Erkenntnis der Übereinanderlagerung zweier verschiedener Wasserarten, sowie der Richtung, in der sie sich relativ zu einander bewegen. — Eine zweite Erscheinung, welche mit unserer Hypothese in Einklang steht, ist morphographischer Art. Es ist nämlich offenbar kein Zufall, daß gerade in der Breite, wo das Nordwasser ungefähr beginnt, das Becken der Baffin-Bai nach Norden hin seinen Abschluß findet, und zwar einen sehr schroffen Abschluß, indem die Isobathen von 600 und 1300 m in ganz geringer Entfernung auf einander folgen, wie das Nebenkärtchen zur Strömungskarte zeigt[102]). Hierdurch eben wird meiner Meinung nach zunächst das Aufsteigen und die Stauung in die Wege geleitet, um dann etwas weiter nördlich durch ein zweites Moment, nämlich die Einschränkung in horizontaler Richtung am Eingang zum Smith-Sund, noch verstärkt zu werden. — Endlich drittens sei darauf hingewiesen, daß die Polaris-Expedition schon ganz oben im Smith-Sund (78,5° N. B.) an beiden Küsten ausgesprochene Südströmung fand, in der Mitte dagegen auffallenderweise schwache oder gar keine Strömung[103]). Auch das läßt sich wieder mit unserer Auffassung und wohl nur mit ihr vereinbaren: die Stauung durch das von Süden her sich einkeilende Wasser macht sich eben selbst bis zu dieser Stelle des Smith-Sundes noch bemerkbar.

Nebenbei möge noch erwähnt werden, daß vor der grönländischen Küste zur Erzeugung der zeitweilig sehr hohen Temperatur unmittelbar an der Oberfläche (+ 4,4°) möglicherweise noch lokale Insolation an flachen Stellen mitwirkt.

Unsere Ausführungen über das Nordwasser wollen natürlich nicht mehr als eine Hypothese darstellen, da das zugrunde liegende Beobachtungsmaterial noch spärlich ist. Sehr wichtigen Aufschluß würde wohl eine einzige zuverlässige Reihentemperaturmessung in der Gegend von 75° N. B., 70° W. L. zu geben vermögen; auch Gasuntersuchungen wären gerade hier besonders wertvoll. Ferner ist den wechselnden Verhältnissen an der grönländischen Küste nördlich von Kap York noch besondere Aufmerksamkeit zu schenken. Jedenfalls aber dürfte allen bisher vorliegenden Beobachtungen und Erfahrungen irgend welcher Art unsere

---

[101]) J. J. Wild, Thalassa. London 1877. S. 41 f.
[102]) Die Tiefenlinien sind Pettersson's Karte in P. M. 1900 entnommen.
[103]) E. V. Blake, a. a. O. S. 389.

einfache Annahme von aufsteigendem Tiefenwasser in vollstem Maße gerecht werden.

Damit verlassen wir die Davis-Unterströmung und das Nordwasser, um noch die letzte Strömung der Baffin-Bai, die auch zum Teil vom Nordwasser gespeist wird, zu behandeln, nämlich die

f. Mitteleis-Strömung.

Für die Mitteleis-Strömung, welche, wie es scheint, zuerst von Pettersson[104]) als selbständige Strömung aufgefaßt und gezeichnet worden ist, liegt zunächst ein Indizium sehr allgemeiner, aber deshalb auch sehr zwingender Art vor. Allen Walern nämlich, die längs der grönländischen Küste nach der nördlichen Baffin-Bai, dem Lancaster-Sund und Jones-Sund zum Fange ausziehen, gilt als das gefährlichste und gefürchtetste Stück der Reise gerade die Passage durch das Mitteleis zum Nordwasser, und mit Recht wundert sich Sir J. Ross[105]) auf seiner zweiten Reise beim Durchqueren der Mitteleis-Strömung darüber, daß sie diesmal nicht auf Eis stießen, „wie es auf allen früheren Reisen in dieser Jahreszeit der Fall gewesen war". Nicht weniger als 210 Schiffe von Walern sind von 1820—55 beim Passieren des Mitteleises dem Verderben anheimgefallen[106]). Hieraus geht zur Genüge hervor, daß auf der Strecke zwischen Melville-Bai und ungefähr Kap Walsingham fast ständig Eis angetroffen wird, welches aus mächtigen Packeismassen mit eingestreuten Eisbergen bestehend auf dem Zug nach Süden begriffen ist. Wo immer aber ununterbrochen eine Eismasse in vorherrschender Richtung sich bewegt, darf mit Bestimmtheit auf eine zugrunde liegende Strömung geschlossen werden nach dem Seite 6 und 18 Gesagten. Zu demselben Schluß führt auch die Betrachtung einiger Karten von Garde (Isforholdene . . .). Z. B. auf der Karte von August 1903 sind gerade im Bereich der Mitteleis-Strömung unbekannte Eisverhältnisse verzeichnet; ähnlich ist es auf vielen andern Karten. Wahrscheinlich ist kein Beobachter hingekommen wegen ihrer Unzugänglichkeit, wie man überhaupt wohl an Stellen unbekannter Eisverhältnisse auf diesen Karten eher Eis vermuten darf als freies Wasser.

In seiner Schrift über die Reise des Eises von der Baffin-Bai nach Neufundland macht Robinson[107]) auf den Umstand aufmerksam, daß auf der Strecke von Kap Kater bis Kap Dier das Eis im Sommer, wenn

---

[104]) P. M. 1900. S. 88. — Von dieser Zeichnung weicht die Mitteleis-Strömung unserer Karte nur in den Grenzen etwas ab und in der Darstellung der Herkunft.

[105]) J. Ross, Zw. Entdeckungsr. Übers. v. J. v. d. Gröben. Berlin 1835. 1. S. 106.

[106]) E. K. Kane, The U. S. Gr' Exp. S. 77.

[107]) G. Robinson, Supplement to a report on the movements of the ice etc. comprising the journey of the ice from Baffin-Bay to New-Foundland. London 1891. S. 10.

es in Massen von Norden heruntertreibt, fast immer von der Küste festgehalten werde, und zwar, wie er glaubt, weil die Strömung es gegen die Küste presse. Aus den Worten „for the current is pressing steadily against it" geht nicht ganz klar hervor, welche Strömung er dabei meint. Uns aber genügt es jedenfalls, daß die von ihm berichtete Tatsache der Eisanhäufung sich mit unserer Strömungszeichnung, speziell mit der Mitteleis-Strömung, vereinbaren läßt und somit einen weiteren Beleg für sie bildet. Gerade auf die Mitte der genannten Küstenstrecke strebt nämlich nach unserer Darstellung die Mitteleis-Strömung hin; hierdurch und durch die unmittelbar südlich davon eintretende Verengung der Straße scheint uns diese Anhäufung und Aufstauung begreiflich. Bei Gelegenheit solcher Stauungen wird es denn auch sein, daß das zusammengedrängte Westeis und Mitteleis sich hinüberzieht bis nach der Disco-Insel hin, was ja bisweilen vorkommen soll[108]). Daß dann im August und September meist die Stauung sich löst und die Trift wieder besser von statten geht, möchte ich nicht der in dieser Zeit nachlassenden Energie der Strömung zuschreiben, wie Robinson es tut, sondern in erster Linie den Winden, welche mit den Herbstmonaten dort mehr ablandig zu werden anfangen, während sie im Sommer mehr auf die Baffinlandküste zuwehen und so übrigens auch noch zu jener Anhäufung beitragen mögen. — Auch die von Kane[109]) beobachtete größere Strömungsgeschwindigkeit in der Gegend von Kap Walsingham im Vergleich zu dem nördlichen Teil der Westeis-Strömung steht mit unserer Auffassung in Einklang.

Als dritter und vierter Beweis für die in Rede stehende Strömung können herangezogen werden die Erfahrungen von der Fox-Trift und von der Schollenfahrt der Neunzehn.

In der Route der Fox-Trift, wie sie auf McClintock's Karte skizziert ist (siehe auch Nebenkärtchen zu unserer Strömungskarte), dürften vier Abschnitte deutlich unterscheidbar sein, welche nach der Zeit sich folgendermaßen verteilen: Ende August bis Anfang Oktober, Anfang Oktober bis Anfang Januar, Anfang Januar bis Ende Februar, endlich von da bis zum Abschluß der Trift. In dem ersten Abschnitt treibt der Fox nördlich von 75° im westlichsten Teil der Mitteleis-Strömung und allmählich über deren westlichen Rand hinaus; auf dieser kurzen Strecke ist demgemäß der Kurs schon etwas gezackt, aber die Südrichtung tritt darin als Hauptkomponente noch deutlich hervor, besonders wenn man diesen Abschnitt vergleicht mit dem zweiten. Mit Beginn der zweiten Periode betritt nämlich der Fox dasjenige Gebiet, welches wir zwischen Mitteleis-

---

[108]) E. v. Drygalski, Grönl... I. S. 420; z. B. Mai 1901 nach Garde 1901. S. 24.
[109]) E. K. Kane, The U. S. Gr. Exp. S. 372.

und Westeis-Strömung als im allgemeinen strömungslos auf unserer Karte angedeutet haben. Und in diesem Zwischenbereich wird nun das Schiff, in der Tat gänzlich vom Winde beherrscht, in wirrem Zickzack mehrere Monate herumgeführt, bis es endlich Anfang Januar etwas südlich von 74° N. B. wieder den westlichen Rand der Mitteleis-Strömung erreicht. Diese Periode der Trift ist es, über die McClintock[110]) am 6. Januar sich in folgender Weise ausläßt: „Although it is quite impossible to discriminate between the several influences which probably govern our movements, or to ascertain how much is due to each of them — such as the relative positions of ice, land, and open water, winds, currents, and earth's rotation — yet it appears in the present instance that the wind is almost the sole agent in hastening this wast continent of ice towards the latitudes of its dissolution. We move before the wind in proportion to its strength: we remain stationary in calm weather. Neither surface nor submarine current has been detected; the large ice-bergs obey the same influences as the surface ice.“ So also lautet das Urteil über die zweite Etappe der Trift; hier ist offenbar keine herrschende Strömung vorhanden. — In scharfem Gegensatz zu dieser Triftperiode und in größerer Übereinstimmung wieder mit der ersten Periode steht die dritte. In dieser wird der Fox durch volle vier Breitengrade hindurchgeführt auf einem Kurs, der im ganzen die Südrichtung, also die Richtung der Mitteleis-Strömung, inne hält und gar keine Zacken zeigt. In dem vierten Teil seiner Trift befindet sich der Fox ungefähr auf der Grenzlinie zwischen der Mitteleis-Strömung und der in diese einbiegenden Westgrönland-Strömung. Dementsprechend hält er auch fernerhin im ganzen die Südrichtung inne, und zwar wegen der hier offenbar schwankenden Zustände in gezackter Linie, aber die Krümmungen und Zacken sind, wie es ebenfalls naturgemäß ist, nicht bedeutend. — — Es scheint danach in der ganzen Fox-Trift in vollkommenster Weise und mit allen Einzelheiten die Mitteleis-Strömung sich auszuprägen, wie sie in unserer Strömungskarte dargestellt ist.

Eine zweite Trift, welche auf eine größere Strecke in der Mitteleis-Strömung erfolgte, nämlich von 73° N. B. ab, ist die der schiffbrüchigen Polaris-Mannschaft unter Kapitän Tyson auf der Eisscholle. Hierbei wurde ,,ausgesprochene südliche Strömung“ gefunden, für die Bessels[111]) sogar bestimmte Geschwindigkeitswerte angibt: zwischen 69° und 72° N. B. betrug sie im Mittel 6 Seemeilen pro Tag. Die Einmündung der Mitteleis-Strömung in die Westeis-Strömung schon nördlich von Kap Walsingham

---

110) McClintock, a. a. O. S. 84.

111) E. Bessels, a. a. O. S. 560.

erhellt auch wieder aus dieser Trift; denn die Schollenfahrer müssen schon nördlich von diesem Kap in den Westeis-Strom geraten sein, da sie das Kap in einem Abstand von nur 30 Seemeilen passierten[112]).

Diesen vier Eistatsachen gesellt sich zur Bestätigung als fünftes Argument das der Temperaturen bei. In der Tabelle VI zeigt das Beispiel Nr. 1 negative Oberflächentemperatur mit geringem spezifischen Gewicht, also kaltes Wasser, ähnlich Nr. 5. Sehr lehrreich sind dann die drei Fälle Nr. 2, 3, 4, da sie ungefähr in der gleichen Breite, aber unter verschiedenen Längen, und vor allem zu gleicher Zeit gewonnen sind. Nr. 2 liegt im Gebiet der Mitteleis-Strömung, zeigt darum niedriges spezifisches Gewicht und zugleich niedrige Temperatur, allerdings etwas über 0°, weil schon nahe am östlichen Rand liegend, also nicht weit vom wärmeren Westgrönland-Strom. Nr. 4 liegt in der Westeis-Strömung und gibt noch niedrigere Werte an. Nr. 3 aber liegt zwischen diesen beiden Strömungen und bringt dies klar zum Ausdruck durch erheblich höheren Wert von Temperatur wie Salzgehalt; es dürfte hier das empordringende atlantische Unterwasser sich schon bemerkbar machen. Endlich passen an diese Stelle das unter Nr. 24 verzeichnete Beispiel und die Nordenskiöldsche Messung (Tabelle IV, Nr. 17), welche schon am westlichen Rand der Mitteleis-Strömung vorgenommen ist und demgemäß kaltes und warmes Wasser zugleich anzeigt.

Bis zu welcher Tiefe die Mitteleis-Strömung hinabreicht, dafür sind sichere Anhaltspunkte nicht vorhanden.

Wie erklärt sich nun die Mitteleis-Strömung, und wie fügt sie sich in das System der Gesamtzirkulation der Baffin-Bai ein? Sie hat augenscheinlich eine vierfache Quelle. Fürs erste ist sie zu einem Teil die Fortsetzung des östlichen Armes der Smith-Sund-Strömung, oder, wie man diesen bezeichnen kann, der Kap York-Strömung. Zu einem weiteren Teil besteht sie aus dem im Nordwasser aufgestiegenen und in den oberen Schichten zurückfließenden Wasser der Davis-Unterströmung. Sodann leisten die Schmelzwasser der Melville-Bai, in welcher auf der ganzen Strecke das Inlandeis direkt ins Meer ausläuft[113]), wohl auch ihren Beitrag zur Mitteleis-Strömung. Wie hoch man die stromerzeugende Kraft von Schmelzwassern einschätzen darf, zeigt die von Pettersson[114]) ausgeführte Berechnung; allerdings wird hier der Betrag so groß nicht sein wie dort in der Dänemark-Straße. Endlich viertens schwenkt noch das Wasser der nach Norden hinaufgehenden Westgrönland-Strömung

---

[112]) G. Robinson, Supplement . . . S. 7.
[113]) E. v. Drygalski, Grönl. . . I. S. 160.
[114]) P. M. 1900. S. 84 ff. (Siehe auch Mohn, Die Strömungen des europ. Nordmeeres.)

über in die Mitteleis-Strömung, um ebenfalls mit ihr nach Süden zu fließen. — So ist die Mitteleis-Strömung gewissermaßen die unselbständigste und abhängigste in der ganzen Baffin-Bai, da sie ja als die Folgeerscheinung von nicht weniger als drei anderen, mehr primären Strömungen sich auffassen läßt, (soweit von solchen Unterschieden überhaupt gesprochen werden darf: natürlich bedingt ja im Grunde jede Strömung jede andere); sie ist das letzte verbindende Glied in der Gesamtzirkulation dieses Meeresbeckens.

II. Stamm des Labradorströmungs-Systems: eigentliche Labradorströmung.

Nachdem wir in den vorausgehenden Kapiteln die mannigfachen Wurzeln des Labrador-Stromes kennen gelernt haben, deren hauptsächlichste die Westeis-Strömung ist, haben wir nunmehr jene Hauptstromader selbst zu betrachten.

Daß eine kräftige, konstante Strömung längs der Labradorküste überhaupt besteht, dafür zeugt, abgesehen von verschiedenen anderen Argumenten, zur Genüge die alljährlich dort entlang ziehende Eistrift. Was bei dieser Strömung besonderes Interesse verdient, ist darum nicht so sehr der Nachweis ihrer Existenz, als vielmehr das Problem der westlichen Kante. Zwei Möglichkeiten sind von vornherein denkbar. Die eine ist dargestellt z. B. auf der Karte von Findlay im englischen Segelhandbuch, wonach die Strömung hart an die Küste herangeht; die andere ist auf Pettersson's Karte zum Ausdruck gebracht, welche den Strom um einen beträchtlichen Abstand von der Küste trennt. Allerdings findet sich auch bei Findlay im Text (S. 434) wenigstens schon die einschränkende Bemerkung, daß der Strom in der Nähe der Küste sehr durch Winde beeinflußt, demnach variabel sei. Für die erste Zeichnung sehe ich überhaupt keinen weiteren Grund als die nach rechts drängende Erdrotationskraft. Für die zweite Ansicht aber dürften sich drei Argumente ins Feld führen lassen, ein meteorologisches, ein morphographisches, eine Tatsache der Eistrift. — Erstens wehen nämlich im Jahresmittel die Winde in einem, wenn auch geringen Winkel von der Küste ab und suchen dadurch den Strom fern zu halten, ähnlich wie an der Ostküste der Vereinigten Staaten der Golfstrom hauptsächlich durch die ablandigen Winde zur Seite gedrückt wird. — Zweitens ist der Boden der Küstenzone auf mehr als 100 Kilometer hinaus viel zu flach und zu seicht, als daß dieser mächtige Stromkörper völlig von ihr Besitz ergreifen könnte: ein Moment, welches Schott[115]) für das Fehlen der Strömung über der Neufundland-

115) P. M. 1897. S. 200 ff.

bank unter anderen geltend macht. — Drittens spielt, wie später näher dargelegt wird, die Labradorküste eine nicht unwesentliche Rolle für das mehr oder minder reichliche Auftreten des Treibeises bei Neufundland; dieser Umstand dürfte sich aber schwerlich erklären lassen, wenn die herrschende Strömung dicht an der Küste vorüberzöge. In diesem letzteren Fall müßte nämlich das Eis viel vollständiger durch die Strömung von der Küste weggeschafft werden, und es könnte nicht dazu kommen, daß das Eis in so mächtigen Anhäufungen, wie wir sie später kennen lernen werden, an die Küste gerät und erst auf erlösenden Wind warten muß. — Auch Rodman[116]) versichert an zwei Stellen, daß die Strömungen an der ganzen Küste von Labrador und Neufundland sehr wandelbar, unbeständig und unbestimmt seien („very erratic, confusing and variable").

III. Verzweigung des Labradorstromes: Strömungsverhältnisse bei Neufundland.

Der in einigem Abstand vor der Labradorküste liegende Stamm des Labradorströmungs-Systems, der eigentliche Labradorstrom, sendet schon hoch im Norden einige schwache Zweige nach rechts, wie es die Erdrotation gebietet, in die Buchten und Straßen südlich von Kap Walsingham: so um Kap Mercy herum in den Cumberland-Sund, in welchen Boas[117]) Eisberge hineinziehen sah, wahrscheinlich auch in den Frobisher-Sund, zuletzt in die Hudson-Straße, wie schon Seite 25 aus Eiserscheinungen gefolgert wurde. — Die eigentliche Ausbreitung und Zersplitterung aber vollzieht sich erst bei Neufundland.

Die Frage nach der örtlichen Verteilung der Eisberge bei Neufundland wird nun zwar im ganzen erst im dritten Teil abgehandelt werden, da wesentlich Witterungsursachen dabei im Spiele sind. Aber einige Eigentümlichkeiten der Eisverteilung im Endgebiet sind doch bereits hier vorwegzunehmen, da sie Schlüsse auf Strömungserscheinungen zulassen.

Erstens fällt es bei der Betrachtung der Eisskizzen auf, daß höchst selten Eisberge vor der südlichen Öffnung des St. Lorenz-Golfes verzeichnet sind. Würde ein von dem Labradorstrom abzweigender Arm durch die Belle Isle-Straße in den Golf hineingehen und durch die Cabot-Straße austreten, wie früher vielfach angenommen wurde (Drummond, Findlay, Redfield, Robinson, Thoulet), so sollte man doch einen gleichartigen Zug von Eisbergen erwarten. Das Fehlen derselben be-

---

116) H. Rodman, a. a. O. S. 1 und 2.

117) P. M., Ergänzungsheft Nr. 80, S. 46.

stätigt somit die gegenteilige, von Schott[118]) auf Grund von Dawson's[119]) kanadischen Berichten entwickelte Ansicht, daß keine konstante Strömung in die Belle Isle-Straße hineinsetzt, weder an der Oberfläche noch in der Tiefe, daß vielmehr dort Gezeitenstrom herrscht, der nur bisweilen unterbrochen wird von kurzen Perioden einer vorherrschenden Strömung in der einen oder anderen Richtung. Auch diese zeitweiligen Unterbrechungen zeigen sich durch das Verhalten der Eisberge bestätigt, indem nämlich ab und zu Eisberge bis zur Insel Anticosti treiben. In diesem Umstand glaubten gerade Drummond[120]) und Redfield[121]) einen Beleg für den durch den Golf gehenden Labradorstromzweig erblicken zu müssen. Aber das Eisbergauftreten bei Anticosti ist doch schon dadurch verständlich, daß die Berge von einer zufällig einwärtssetzenden Strömung erfaßt und ungefähr bis zur Greely-Insel geführt werden, wo sie dann in den Stromfaden gelangen, welchen Schott von hier längs der Nordküste des Golfes gegen Anticosti hinziehen läßt. — Im übrigen werden die Strömungsverhältnisse im St. Lorenz-Golf durch unsere Eistatsachen nicht berührt, sie sind darum hier nicht weiter zu erörtern.

Soweit sind die Verhältnisse alle auf unserer Strömungskarte wiedergegeben; die Aufnahme der Strömungsverhältnisse in dem Endgebiet dagegen, welche eine äußerlich ungünstige Verschiebung und Vergrößerung des Kartenbildes erfordert hätte, konnte um so mehr unterlassen werden, als hierfür bereits die Karte von Schott (P. M. 1897) vorliegt, der wir nichts wesentlich Neues hinzuzufügen haben, wie die folgenden Ausführungen zeigen werden.

Eine auffallende Besonderheit scheint sich in der Verteilung der Eisberge über die Große Bank hin auszuprägen. Das Eis findet sich nämlich vorzugsweise auf zwei Strecken. Einmal liegt es auf und vor dem Nord- und Nordostrand der Bank, z. B. in Pilot Charts 1897, Jan.; zweitens zieht es sich vor und über den Ostrand der Bank hin, wofür die Karte I in Ann. d. Hydr. 1887 ein anschauliches Beispiel bietet. Natürlich kann es auch über beide Strecken zugleich ausgedehnt sein, wie in Ann. d. Hydr. 1887, Karte III, Juni und Juli; auch kann es an verschiedenen Punkten dieser ganzen gebogenen Strecke in isolierten Gruppen liegen, wie Pilot Charts 1897, Juni. Jedenfalls reicht es von Norden und Osten her höchstens bis zur Mitte der Bank. Aber nie — und das ist das Merkwürdige — zieht es sich in geschlossenem Zuge mitten über die

---

118) G. Schott, Beitr. z. Hydrogr. d. G. v. St. L. . . Ann. d. Hydr. 1897. S. 120.

119) W. B. Dawson, Survey of tides and currents in canadian waters. Ottawa 1896. S. 9. — Derselbe, The currents in the Golf of St. Lawrence. Ottawa 1900. S. 23.

120) Science, XXII. 1893. S. 360/61.

121) W. C. Redfield. On the drift ice and currents of the North Atlantic. New Haven. 1845. S. 13.

Bank hin in nordsüdlicher oder nordost-südwestlicher Richtung; und fast nie — ebenfalls merkwürdig — findet sich Bergeis in größerer Menge auf dem südwestlichen Teil der Bank, in der Ecke, welche etwa südlich von 45° N. B. und westlich von 45° W. L. liegt. Aus dieser Eigentümlichkeit der Eisverteilung ließe sich vielleicht auf die Strömungsvorgänge schließen, und zwar würde sie dann im Einklang stehen mit der von Schott gezeichneten Strömungskarte (P. M. 1897), da man annehmen könnte, daß die an der Ostseite der Bank befindlichen Eisberge (die Hauptmenge) eben durch den Hauptstromkörper da entlang geführt würden, während die am nördlichen Teil der Bank befindlichen aus der Strömung herausgetrieben und dann mit ihrem Bewegungsmoment noch eine Strecke weiter gezogen, über der strömungslosen Bank aber sehr bald in Stillstand geraten wären. Indes steht dem Versuche, die Eisberge über der Bank überhaupt als Strömungsanzeiger zu benutzen, ein großes Bedenken entgegen, so vorzüglich sie sich auch in den vorausgehenden Kapiteln als Wegweiser für die Strömungen bewähren mochten; das sind die Tiefen. Die hier als eisbergfrei geschilderte südwestliche Ecke ist zugleich ungefähr von dem seichtesten Streifen der Bank umrahmt, so daß sehr wohl diese Grenze des Eisbergvordringens auch durch die Tiefe bedingt sein kann. Eins von beiden liegt sicher zugrunde, entweder das Strömungsmoment oder das morphographische; aber dazwischen zu entscheiden, wäre nur statthaft, wenn man Höhen der Eisberge und Tiefen der jeweiligen Standorte in Rücksicht zöge, was nach dem Material der Monthly Weather Review möglich wäre, aber hier zu weit führen würde. Immerhin würde ich aus den schon für die Labradorküste angeführten Gründen und auch nach neuesten direkten Beobachtungen[122]) der Auffassung von Schott mich anschließen, wonach nur vereinzelte Stromlinien über die Bank zu führen sind, zum Zeichen, daß hier die Strömung nicht völlig konstant ist, während der Hauptströmungskörper am Ostrand der Bank entlang zu zeichnen ist. Im Süden der Bank dagegen dürfte, besonders im Februar, wenn die Nordkante des Golfstroms ihre südlichste Lage hat (s. Schott's Karte!), eine schwache Tendenz zur Abzweigung nach Westen Platz greifen; denn nach Westen drängt hier die Erdrotationskraft und zieht das Kompensationsbedürfnis, und da steht nicht mehr das Hindernis entgegen, die seichte Bank. Auch weisen die Eisberge dahin, indem sie gerade um die Südspitze der Bank mit Vorliebe sich zu großen Gruppen ansammeln. Allerdings weiter nach Westen hin finden sie sich wiederum seltener, wie schon Schott betont, so daß ein Zusammenhang des sogenannten kalten Walles mit der Labradorströmung wohl nicht besteht.

---

[122]) O. Krümmel in Wagners Jahrbuch. 1903. S. 234.

Die Hauptmasse der Labradorströmung dürfte sich jedenfalls recht in den Golfstrom verrennen und von ihm gestoppt werden (Schott), wofür wieder die Eisberge zeugen, wenn sie bisweilen um mehrere Breitengrade von Norden her in den Golfstrom geradezu hineingestoßen werden. Obwohl nämlich die nördliche Kante des Golfstromes zwischen 42° und 43° N. B. zu suchen ist (nach Schotts Zeichnung), so liegt dennoch die durchschnittliche Südgrenze der Eisberge in drei Monaten ungefähr bei 41° N. B., nämlich im April, Mai und Juni. Und daß Eisberge südlich von 42° angetroffen werden, kommt in fast allen Monaten vor, wie aus folgender Tabelle ersichtlich ist, die ich für die Jahre 1883 bis 1895 nach den Angaben in Monthly Weather Review aufgestellt habe.

Eisberge südlich von 42° N. B.[123])

im Monat	in den Jahren													Summe
Februar	1883	1884	1885	—	1887	—	—	1890	—	—	—	—	—	5 mal
März	1883	1884	1885	1886	1887	—	—	1890	—	—	—	1894	—	7 „
April	1883	1884	1885	1886	1887	1888	—	1890	1891	—	—	1894	1895	10 „
Mai	1883	1884	1885	1886	1887	1888	—	1890	1891	—	1893	1894	1895	11 „
Juni	1883	1884	1885	1886	1887	—	—	1890	1891	1892	—	1894	1895	10 „
Juli	—	—	—	—	—	—	—	1890	—	—	1893	—	—	2 „
August	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1894	—	1 „
Summe	5	5	5	4	5	2	0	6	3	1	2	5	3	46 mal

Und selbst Eisberge südlich von 40° N. B. sind nicht ganz selten; sie kamen vor: im Februar in 1 Jahr, im April in 4 Jahren, im Mai in 1 Jahr, im Juni in 2 Jahren.

Endlich ein dritter Teil des Labradorstromes wird von dem Golfstrom nach Osten und Nordosten mitgerissen werden. Das läßt sich aber nicht durch Eisberge erhärten, da sie in dem östlichen Teil der Labradorströmung überhaupt spärlicher zu treiben pflegen (s. weiter unten).

IV. Einheitliche Zusammenfassung des Strömungsbildes.

Im vorstehenden glauben wir hauptsächlich aus den Eistriftphänomenen ein einheitliches, vollständiges und einleuchtendes Bild von der Labradorströmung und allen ihren Wurzeln und Zweigen gewonnen zu haben. Der Teil der Strömung, welcher die Labradorküste entlang zieht, läßt sich als der eigentliche Stamm des ganzen Systems auffassen, die Wurzeln liegen reich gegliedert und verteilt in der Baffin-Bai und den angrenzenden Meeresgebieten, und die Verzweigung beginnt wesentlich erst südlich von Labrador.

[123]) Die Tabelle ist hier ausführlich mitgeteilt, da sie weiter unten von „anderem Gesichtspunkt aus noch diskutiert werden soll.

Das so entworfene Strömungsbild wollen wir jetzt noch einmal übersichtlich zusammenfassen, indem wir es zugleich im großen vom mechanischen Standpunkt aus beleuchten und auf seine mechanische Wahrscheinlichkeit prüfen.

Die ganze Wasserzirkulation der Ozeane stellt sich dar als ein Streben zum Ausgleich zwischen polarem und äquatorialem Wasser, welches auf einem gleichsinnigen Streben der Winde beruhend im wesentlichen noch durch die ablenkende Erdrotationskraft, die Küstenkonturen und die Bodenplastik beeinflußt wird. Entsprechend dieser Tatsache sind bekanntlich in höheren nördlichen Breiten an den Westküsten polwärts gerichtete Wasserbewegungen und an den Ostküsten äquatorwärts ziehende zu erkennen (Mohn), und zwar im großen wie im kleinen; und aus demselben Grunde ist in beckenartigen Meeresteilen stets eine Umkreisung von rechts nach links vorhanden. — So treten uns auch in der Davis-Straße und Baffin-Bai vor allem zwei Hauptwasserbewegungen entgegen, eine geht am Ostrand nach Norden, eine am Westrand nach Süden. Ferner sehen wir überall in den kleinen Becken des amerikanischen arktischen Archipels die südlich ziehende Strömung sich an die Westküste anlehnen und, wo es nicht durch kompliziertere Bedingungen vereitelt wird, einen Kreislauf entwickeln von rechts nach links. Die aus den nördlichen Straßen nach Süden gerichtete Wasserbewegung bildet die Wurzel für die eigentliche polare Strömung, die Labradorströmung; und die antipolare Strömung ist eine Fortsetzung des umgebogenen Ostgrönland-Stromes, vermischt mit Golfstromwasser. Dieser antipolare Strom zweigt nun bei seinem weiteren Verlauf zum Teil allmählich in die Labradortrömung hinüber, zum anderen Teil zieht er hinauf bis gegen 75° N. B.

Es läge nun von vornherein ziemlich nahe, zu vermuten, daß diese beiden Strömungen sich im Norden zu einem Kreislauf schlössen und so eine einfache Umkreisung des „Beckens" der Baffin-Bai zustande brächten. Aber in der Tat ist es nicht so, und bei genauerem Zusehen ganz natürlich. Denn die Baffin-Bai ist doch schließlich kein so umgrenztes Becken wie etwa das Mittelmeer oder wie manches Randmeer. Durch die beiden sich gegenüberstehenden Öffnungen, den schmalen Smith-Sund und die breite Davis-Straße, ist es vielmehr bedingt, daß zu den zwei ersten Strömungselementen (Westgrönland-Strömung und Westeis-Labradorströmung) ein zweites Elementenpaar sich gesellt: die Smith-Sund-Strömung und die Davis-Unterströmung. Damit ist aber der ganze weitere Verlauf der Strömungen von selbst gegeben. Indem nämlich diese beiden letzteren vor dem Smith-Sund aufeinandertreffen, wird erstens eine Teilung der Smith-Sund-Strömung bewirkt, der eine Ast bildet

im Westen eine Wurzel für die Labradorströmung, der andere zieht an Kap York vorbei; und zweitens wird durch dieses Zusammentreffen ein teilweises Aufsteigen des Davis-Unterwassers bewirkt, welches dann mit nach Süden abfließt, besonders auf der östlichen Seite (Erdrotation). Aus diesen beiden Quellen, der Kap York-Strömung und dem abfließenden Davis-Unterwasser, und noch aus einer dritten, nämlich der schließlichen Umkehrung der Westgrönland-Strömung, bildet sich ein sekundärer, südlich gerichteter Stromzweig in der Baffin-Bai aus, die Mitteleis-Strömung, welche durch ihr Streben nach rechts (Erdrotation) zur schließlichen Vereinigung mit der Westeis-Strömung gelangt, wodurch der ganze Kreislauf im Gesamtbereich der Baffin-Bai geschlossen ist.

Fassen wir endlich das gesamte nordwärts ziehende und das gesamte südwärts ziehende Wasser ins Auge, so tritt auch darin im ganzen die der Erdrotation entsprechende Tatsache hervor, daß mehr im Osten die nordwärtsgerichtete, mehr im Westen die entgegengesetzte Wasserbewegung vor sich geht.





Dritter Hauptteil.

Die Eistrift, abhängig von Witterungsverhältnissen.

A. Das verfügbare Beobachtungsmaterial, seine Grenzen und Mängel, Methoden seiner Verarbeitung.

Zum Beginn des dritten Hauptteiles der Untersuchung, welcher die Abhängigkeit der Eistrift von Witterungsverhältnissen darlegen soll, möge zunächst die Frage beantwortet werden, ob außer den Meeresströmungen nur noch Witterungsverhältnisse auf das Treibeis einwirken, und welche Witterungsverhältnisse wirken können.

Für das Auftreten des Treibeises werden in erster Linie maßgebend sein die treibenden Kräfte. Diese bestehen aber nur in Wasser- und Luftströmungen. Dabei fallen unter den Begriff Wasserströmungen einmal Schmelzwasserströme, welche aber wohl praktisch vernachlässigt werden dürfen, sodann Gezeitenströme, die jedoch nur ein einziges Mal im folgenden in Betracht zu ziehen sind und deshalb an der passenden Stelle eingeschaltet werden, endlich die eigentlichen Meeresströmungen, die wir ja bereits in ihrer Wirkung auf das Eis betrachtet haben; sie weisen ihm die großen Bahnen an, in denen sich die einzelnen Variationen abspielen. Diese Variationen und Verschiedenheiten im Auftreten des Treibeises hervorzurufen, das ist die Aufgabe der Luftströmungen, der Winde, welche, sei es direkt oder sei es indirekt, die Eistrift beeinflussen.

Außer treibenden Kräften kommen dann in Betracht bildende und zerstörende Kräfte. Darunter sind wieder in erster Linie die Winde zu verstehen und zweitens die Temperaturen. Auf die letzteren brauchen wir aber, wie sich im Lauf der Untersuchung zeigt, nur ganz vereinzelt Rücksicht zu nehmen, ihre Wirkung verschwindet gegenüber der der Winde.

Es werden demgemäß im folgenden die Winde in jeder Hinsicht die Hauptrolle spielen, und zu ihrer Untersuchung werde ich hauptsächlich den von Meinardus[1]) eingeschlagenen Weg des Vergleiches synop-

[1]) W. Meinardus, Über einige meteorologische Beziehungen zwischen dem Nordatlantischen Ozean und Europa im Winterhalbjahr. — M. Z. 1898. S. 85ff.

tischer Wetterkarten betreten auf Grund des von der Deutschen Seewarte[2]) herausgegebenen Materials. Die Vierteljahrs-Wetterkarten, welche nach vorausgehenden Überlegungen von passenden Monaten herzustellen sind, werden dann sowohl miteinander zu vergleichen sein wie auch mit dem zugehörigen Eismaterial.

Woher nehmen wir dieses Eismaterial? — Der Rest der ganzen Eisführung des Labradorströmungs-Systems, d. i. dasjenige Eis, welches nach den mannigfachen Einwirkungen von seiten der Witterung noch übrig bleibt, in dessen Menge und Auftreten also auch diese Witterungseinflüsse sich erkennen lassen, gelangt in ein Meeresgebiet, welches von dem Seeverkehr in hervorragendem Maße in Anspruch genommen wird, die Gegend von Neufundland. Es war deshalb frühzeitig möglich und nötig, den Eiserscheinungen die Aufmerksamkeit zuzuwenden. So entstanden bereits im Jahre 1880 Treibeisskizzen in den Annalen der Hydrographie, welche bis heute fortgesetzt sind, ferner die Eisberichte in den Monthly Weather Reviews, welche bis 1895 reichen; sodann erschienen vom Jahre 1890 ab die regelmäßigen Eiseintragungen in den Pilot Charts sowie die Berichte in den Hydrographic Bulletins, von 1895 an die durch den Berliner Kongreß angeregten umfassenden dänischen Veröffentlichungen von Garde und endlich von 1901 ab die Eisangaben nach Art der Pilot Charts in den von der Seewarte herausgegebenen Monatskarten für den Nordatlantischen Ozean. Von diesen sechs Quellen sind mir die Hydrographic Bulletins aus den Jahrgängen vor 1900 nicht mehr zugänglich gewesen; ebenso fallen die nordatlantischen Karten der Seewarte für uns weg, da sie erst 1901 beginnen, und bei einem Teil der Untersuchung auch die Veröffentlichungen von Garde, weil die Wetterkarten noch nicht bis zur Zeit ihres Anfanges reichen. Die Kartenskizzen in den Annalen der Hydrographie sind nicht regelmäßig und nicht in gleichen Abständen erschienen, können darum auch nur beschränkte Verwendung finden. Als Hauptquellen bleiben also die Monthly Weather Review und die Pilot Charts übrig. Von diesen bieten die letzteren seit 1890 ein vorzüglich gleichmäßiges und sehr übersichtliches Material, da man die auf den einzelnen Karten eingetragenen Eisfelder und Eisberge nur abzuzählen braucht. Von anderer Art sind die Angaben der Monthly Weather Review, in denen die einzelnen Eisberichte mitgeteilt werden und somit viele unbestimmte Begriffe vorkommen: „zahlreiche Eisberge“, „große Mengen Feldeis“, „mehrere Berge“, „viele Berge“ etc. Um aber die einzelnen Jahre und Monate nach ihrer Eismenge untereinander vergleichen zu können, wurde für

---

[2]) Synoptische Wetterkarten für den Nordatlantischen Ozean. Hamburg. Seit 1880.

dieses Material folgender Weg eingeschlagen. Von einem bestimmten Monat z. B. wurde in eine besondere Rubrik notiert, wie oft „zahlreiche", „eine große Menge" oder „viele" Eisberge gemeldet waren. In eine zweite Rubrik wurde eingetragen, wie oft „mehrere", „eine Anzahl", „einige" Eisberge gemeldet waren. Und wo bestimmte Zahlen mitgeteilt waren, wurden diese einfach addiert. Eine auf diese Weise zusammengefaßte Eisbergcharakteristik eines Monats würde also etwa folgendermaßen aussehen: 153 Eisberge; 11 mal mehrere; 3 mal zahlreiche. — Wie die einzelnen Monate wurden auch die einzelnen ganzen Jahre nach ihrer Eisbergmenge bestimmt, und in gleicher Weise wie die Menge der Eisberge auch die der Eisfelder. Aus der so gewonnenen Tabelle lassen sich schon einigermaßen eisbergreiche und -arme Jahre ablesen, ebenso feldeisreiche und -arme. Um aber noch bessere Unterscheidungen zu ermöglichen und eine vollständige Rangfolge der Eisjahre herstellen zu können, wurden für die unbestimmten Ausdrücke der zweiten und dritten Rubrik bestimmte Zahlen angenommen, und zwar für „mehrere" die Zahl 3, für die Begriffe „zahlreiche" und dergleichen die Zahl 40. Danach würde das angeführte Beispiel die Zahl 306 erhalten. Die Zahlen 3 und 40 sind nicht willkürlich gewählt, sondern durch Vergleich an dem Eisjahr 1890, welches teilweise in beiden Quellen vorliegt, als die passendsten gefunden. Wenn man allerdings bedenkt, daß diese Angaben „eine Anzahl", „mehrere" usw. von den verschiedensten Berichterstattern herrühren, daß also auch die nämlichen Ausdrücke für ganz verschiedene Mengen gebraucht sein können, je nach der Auffassung des einzelnen, so muß man eingestehen, daß die Methode nur ein Notbehelf ist; indes sehe ich keinen anderen Ausweg. Zweitens aber wird man daraus erkennen, daß es erst recht schwierig sein muß, über den Charakter eines Eisjahres ein Gesamturteil abzugeben, wenn man nicht auf positive Zahlen sich stützen kann, und darum sind alle Urteile über frühere Eisjahre (vor 1880), besonders auch vereinzelte Beobachtungen, mit großer Vorsicht hinzunehmen. Die Subjektivität der Beurteilung zeigt sich z. B. darin, daß Rodman das Jahr 1885 als normales bezeichnet, welches nach unserem zahlenmäßigen Material als ein hervorragend reiches sich darstellt. Die zuverlässigste allgemeine Eisjahrcharakteristik dürfte, wie nebenbei angeführt sei, noch Robinson[3]) aufgestellt haben für den Zeitraum 1862—1887. Wenn man nämlich nach unserem Zahlenmaterial Bergeis- und Feldeismenge getrennt charakterisiert durch die Zeichen +, 0, —, so zeigt das daraus entstehende Gesamtbild der verschiedenen Eisjahre mit Robinsons kurzen Angaben ziemlich gute Übereinstimmung für die Jahre 1880—1887[4]).

---

[3]) G. Robinson, Report on the movements of the ice, . . . London 1889. S. 20.

[4]) Zwei neuere Eisjahrcharakteristiken liegen seit kurzem vor in den Arbeiten von

Ursprünglich hatte ich daran gedacht, der Untersuchung noch einen weiteren Teil anzuschließen, welcher die Jahre vor 1880, so gut oder schlecht es ginge, behandeln sollte auf Grund eben der Robinson'schen Angaben. Aber die erste Schwierigkeit liegt darin, daß die zugehörigen Witterungsangaben nicht irgendwo gesammelt vorliegen, also erst aus der Polarliteratur mühsam herausgeholt werden müßten; die größere Schwierigkeit besteht in der Auffindung von Methoden, nach denen man sich dann aus diesen unvollkommenen Witterungsdaten ein Bild von dem Wettercharakter machen könnte. Ich habe darum vorläufig von diesem Versuch Abstand genommen und mich auf die Untersuchung der Jahre beschränkt, aus denen systematisches, zahlenmäßiges Material für Eis und Wetter zugleich vorhanden ist, 1882—1897. Nur für das Feldeis werden noch einige Jahre vor und einige Jahre nach diesem Zeitraum leicht der Betrachtung zugänglich gemacht werden können, sobald erst aus den Jahren 1882—1897 selbst das Hauptgesetz abgeleitet sein wird.

Bei der Untersuchung wird es vor allem notwendig sein, die verschiedenen Punkte, in denen die einzelnen Eisjahre sich voneinander unterscheiden können, scharf auseinander zu halten. So zeigt sich z. B. jedes Eisjahr auf den ersten Blick als geschlossenes Ganzes, wenn auch bisweilen einmal eine neue Eistrift sich an die vorausgehende unmittelbar anschließt. Es sind deshalb auch zunächst die Eisjahre als ganze zu betrachten, und die Verschiedenheiten in den einzelnen ganzen Eisjahren durch Witterungsursachen zu erklären, und danach erst können Verschiedenheiten einzelner Monate ins Auge gefaßt und auf Witterungserscheinungen zurückgeführt werden. — Ferner ist von der Gesamtstärke der einzelnen Eisjahre ihre Dauer zu trennen. Gerade diese beiden Erscheinungen werden zwar vielfach miteinander verquickt; aber ein Blick auf die Tabellen überzeugt, daß sie durchaus nicht voneinander abhängig sind, daß ein sehr eisreiches Jahr von verhältnismäßig kurzer Dauer sein kann[5]) und umgekehrt, und läßt somit vermuten, daß auch die bedingenden Witterungsursachen ganz verschiedene sein werden für diese beiden Eigenschaften, Stärke und Dauer. So soll im ersten großen Abschnitt lediglich die Gesamtstärke der einzelnen Eisjahre (Eismengen) ohne Rücksicht auf alle anderen Eigentümlichkeiten untersucht werden und zwar in ihrem ursächlichen Zusammenhang mit der Witterung. In einem zweiten großen Abschnitt werden dann alle Erscheinungen

---

Schott und Meinardus in Ann. d. Hydr. 1904. S. 307 u. S. 358. Beide zeigen, soweit es die Verschiedenheit der Methoden und zum Teil auch der Quellen zuläßt, mit meiner eigenen Aufstellung leidlich gute Übereinstimmung.

[5]) Ein Beispiel hiervon ist schon das letzte Eisjahr, 1903. Siehe G. Schott in Ann. d. Hydr. 1904. Heft VI.

sekundärer Art, wie früheres oder späteres Auftreten und Verschwinden, kürzere oder längere Dauer, örtliche Verteilung usw., ebenfalls in ihrer Abhängigkeit von Witterungsverhältnissen, besonders behandelt werden.

Ein flüchtiger Blick auf Tabellen der Eismengen offenbart sogleich, daß auch ein Jahr im ganzen an Gletschereis reich sein kann, während es an Meereis nur sehr geringe Mengen aufweist, und umgekehrt. Diese Tatsache besagt aber, daß entweder Herkunft oder Transportbedingungen oder beides für die zwei Eisarten verschieden sein muß, daß infolgedessen auch die die Eismenge bestimmende Witterungsursache für jede der beiden Arten eine andere sein wird oder wenigstens sein kann, und daß somit eine weitere Trennung in der Untersuchung der Witterung erforderlich ist, nämlich zwischen Gletschereis und Meereis.

B. Jährliche Gesamtmenge des nach Neufundland gelangenden Eises (eisreiche und eisarme Jahre), bedingt durch Witterungsverhältnisse.

I. Die Gletschereismenge.

a. Herkunft und allgemeiner Verlauf der Gletschereistrift.

Wenngleich wir zur folgenden Untersuchung ein genügendes Eistatsachenmaterial nur aus dem Endgebiet der Labradorströmung besitzen, so dürfen wir, um die Abhängigkeit dieser Eisverhältnisse von Witterungsbedingungen völlig zu verstehen, dennoch nicht ohne weiteres den Blick nur auf die letzte Etappe richten, müssen vielmehr, da die zu suchenden Ursachen sehr wohl nach Ort und Zeit weit zurückliegen können, die Eistrift zunächst an den Wurzeln fassen und von da an auf dem ganzen Wege und durch die ganze Zeit verfolgen.

Von den bei Neufundland auftretenden Eisbergen könnte zunächst ein Teil von der ostgrönländischen Küste stammen. Denn die um Kap Farewell kommende Ostgrönland-Strömung biegt ja, wie oben gezeigt wurde, zum Teil in die Labradorströmung über, und an recht produktiven Eisfjorden finden sich an der grönländischen Ostküste schon südlich von 66° N. B. nicht weniger als fünf. Gleichwohl kommt, wie Garde versichert, sehr wenig Gletschereis um Kap Farewell herum, „weil die allermeisten Eisberge der Ostküste nie die Westküste erreichen, sondern bei den Orten ihrer Entstehung zugrunde gehen“. „Wenn man sich erinnert, wie das Großeis vor der Ostküste auftritt, wie es den größten Teil des Jahres einer Mauer gleich gegen die Küste anliegt und

jeden Ausweg sperrt, so kann man sich nicht wundern, daß so wenig Eisberge von der Küste ausschlüpfen können. Wenn erst der Spätsommer kommt und das Großeis vom Lande weicht, so sind die Eisberge inzwischen vor dem Lande so fest auf Grund getrieben, daß sie da stehen bleiben, bis die Abschmelzung ihr Gleichgewicht stört, und ein Umschlagen ihrem Bestehen als Eisberge ein Ende macht. Im Laufe weniger Monate werden sie dadurch in ausgedehnte Felder dichter und scharfer Stückchen verwandelt, die oft meilenweit, besonders im Spätsommer, die Küsten Ostgrönlands umgeben und das Reisen in Fellbooten so sehr erschweren"[6]. — Wenn aber schon so verhältnismäßig wenig Eisberge der Ostküste überhaupt bis Kap Farewell kommen, so wird der Prozentsatz, welcher noch den langen Weg über die wärmeren Wasser der Davis-Unterströmung bis nach Neufundland überdauert, noch weit geringer sein, wohl nahezu Null. Diese Gegend bleibt also beim Suchen nach Witterungsursachen für die neufundländischen Eisbergmassen außer Betracht.

Ebenso fallen hierbei die Küsten der Hudson-Straße und die Westküste der Baffin-Bai weg; denn die dort vorkommenden Gletschermündungen können nicht entfernt einen Vergleich aushalten mit den gewaltigen Eisfjorden, die wir noch kennen lernen (Boas, Kane, Wakeham).

Im amerikanischen arktischen Archipel sind zwar auch einige Gletscher gefunden, welche Eisberge abwerfen, so z. B. von Kane auf Cornwallis, von Sverdrup im Heureka-Sund und der Westseite des Smith-Sundes; aber auch diese Quellen treten gänzlich in den Hintergrund.

Es bleibt danach nur noch übrig die Westküste von Grönland, und sie soll etwas genauer betrachtet werden, auch morphologisch, da man nur so die Verteilung der Eisbergproduktionsstätten an ihr verstehen kann. Nach v. Drygalski[7]) lassen sich an der Westküste etwa fünf ihrem Charakter nach verschiedene Strecken unterscheiden, zu deren Darstellung wir uns vorwiegend der eigenen Worte des Autors bedienen wollen.

1. Von ungefähr 62° N. B. ab zieht nach v. Drygalski längs der grönländischen Westküste ein gegenüber den Gebirgen der Ostküste und der Mitte des Landes selbständiges Gebirgssystem sich hin, gegen welches das Inlandeis von der Ferne herandringt. „Die Höhen des westlichen Küstensaums sind bis zum 69.° N. B. meist gering und deshalb selten von eigenen Eisdecken überlagert. Sie sind von vielen langen und weitverzweigten, aber meistens engen Fjorden durchschnitten, welche hier und

[6]) Zitiert nach Rink in P. M. 1889. S. 110.

[7]) E. v. Drygalski, Grönl. . . I. — (Die im Text eingeklammerten Zahlen beziehen sich auf Seiten dieses Werkes.)

dort auch bis zum Inlandeis hindurchreichen und den Ausläufern desselben den Zutritt zum Meere gewähren, ohne indessen größere Massen hindurchzulassen." (S. 506.)

2. „Mit dem 69. ° N. B. ändert sich auch an der Westküste das Bild, aber in anderer Weise als an der Ostküste, wo das Land gegen Osten hin an Breite gewann. Von Westen her greifen nun große und tiefe Meeresbuchten durch den Küstensaum hindurch bis in die Nähe des Inlandeises und erreichen dessen Rand mit den Fjorden, in welche sie sich im Hintergrund verzweigen. Da die letzteren breit und tief sind, nehmen sie große Massen des Inlandeises, das sie anschneiden, auf und führen dessen Trümmer in gewaltigen Eisbergmengen durch die Buchten zum offenen Meer." (S. 506.) — Im Hintergrund dieser Gegend der großen Fjorde und Buchten zieht sich gleichzeitig in der Längsrichtung des Landes eine tiefe Mulde hin bis über die Melville-Bai hinaus, wo sie von den in der Hayes-Halbinsel bis zur Westküste sich hinziehenden Gebirgen des Innern abgeschlossen wird. (S. 510.)

3. In den nördlich von Uperniviks-Land sich anschließenden Küsten der Melville-Bai werden große Strecken vom Eisrand selbst gebildet; er ist fast ununterbrochen. (S. 160.)

4. „In Hayes-Halbinsel trifft das Inlandeis auf ein hohes Gebirgsland, und mit der größeren Ausdehnung und Erhebung des Landes gegen Norden hin geht eine Verstärkung der Auflösung des Eisrandes Hand in Hand, welche in der Melville-Bai fast verschwunden war. Schon an der Nordküste der Melville-Bai wird von Astrup eine Reihe großer Eisströme unterschieden, wenn er auch betont, daß die Trennung derselben unbedeutend ist, indem nur einzelne Nunataks den zusammenhängend vordringenden Eishang durchbrechen; an der Westseite von Hayes-Halbinsel ist die Auflösung fortgeschritten, und wir sehen dort wieder eine Reihe von Eisströmen als Ausläufer des Inlandeises ein Gebirgsland durchdringen." (S. 160.)

5. „Das Inlandeis im nördlichsten Grönland hat nach Peary beträchtliche Höhen und wird gegen den Rand hin durch Schwellen gegliedert, welche eine Reihe von Senken begrenzen, die zu den Verzweigungen der Westküste abströmen. Das äußere Ende einer dieser Eismulden ist jener breite und produktive Austritt des Inlandeises in Kane's Bucht, welcher als Humboldt-Gletscher bekannt ist." — „Da die Gliederung eine wachsende Abhängigkeit von den Formen des Landes zeigt und die Ausläufer des Inlandeises wie steile Gletscherzungen zur Tiefe herabsteigen, hat es den Anschein, daß die Unterschiede gegen ein Hochlandeis im nördlichsten Grönland verschwunden sind und daß das Inlandeis dort ein hohes Gebirgsland verhüllt. Es würde dann nicht mehr, wie

in den südlichen Teilen der Westküste aufwärts bis zur Melville-Bai, ein seinem Ursprung fremdes und teilweise hohes Küstengebiet durchdringen, sondern wie ein Hochlandeis im großen und ganzen dort liegen, wo es entsteht, indem nur seine Ausläufer noch die Grenzen, die ihm durch die Höhenverhältnisse des Landes gestellt sind, gegen das Meer hin kurz überschreiten." (S. 163.)

Die fünf so charakterisierten Gebiete der Westküste lassen sich für unsere Zwecke in drei zusammenziehen. Wir haben nämlich nach jenen Darlegungen augenscheinlich

1. im Süden bis zu 69° N. B. eine Strecke, wo noch außerordentlich wenige Eisströme vorhanden sind, sicher so wenige, daß sie verschwinden gegenüber den

2. großen Eisströmen, welche von da ab nördlich zu verzeichnen sind auf der ganzen Strecke, wo „große und tiefe Meeresbuchten" durch den hohen, äußeren Gebirgsrand der Westküste hindurchgreifen und die ausgedehnte dahinterliegende Mulde, welche ein riesiges Sammelbecken für das von den Höhen des Ostens und des Innern herunterziehende Inlandeis darstellt, anzapfen. „Jeder Fjord wird dadurch zum lokalen Sammelgebiet, welches aus dem gemeinsamen mit Eis gefüllt wird." Auf dieser Strecke liegen denn auch alle fünf großen Eisfjorde, welche die weit überwiegende Menge von Eisbergen liefern. Es sind folgende: der Jakobshavner Eisstrom, der Torsukatak, der Große Karajak, der Umiamako und der Upernivik-Eisstrom. Die Produktion derselben ist kolossal. Von dem Großen Karajak z. B. überschreiten nach v. Drygalski's Schätzung (S. 402) jährlich ungefähr 15 cbkm Eis die Kalbungsgrenze, und im Jakobshavner Fjord sah Hayes[8]) Tausende von Bergen. Außer diesen fünf mächtigsten sind auf v. Drygalski's Karte noch sieben bedeutendere Eisströme verzeichnet, ebenfalls zwischen 69° und 72° N. B.

3. Die ganze Küstenstrecke nördlich von Upperniviksland bis zum nördlichen Ende von Grönland ist wieder für die Eisbergproduktion relativ belanglos. — Denn Eisströme sind in der Melville-Bai nicht vorhanden; dort sinkt vielmehr auf der ganzen Linie das Inlandeis bis zum Meer herunter, läßt allerdings auch so Eisstücke abbröckeln, aber hier treiben sie auch bei günstigem Winde nicht immer von der Küstenzone ab ins offene Meer (S. 372). — Auf der Hayes-Halbinsel ist allerdings wieder mehr zerrissene Gebirgsküste, und darum wieder Neigung zur Eisstrombildung. Aber die Geschwindigkeit des Vorrückens ist dort schon bedeutend langsamer als in den großen Fjorden der Strecke bei 70° N. B., stellenweise nur 1 m (!) in einem Monat (S. 297). — Noch

---

[8]) J. J. Hayes, The Land of Desolation. S. 301.

weiter im Norden ist nur mehr der Humboldt-Gletscher nennenswert. — Die an sich schon geringere Zahl der hoch von Norden her kommenden Berge wird dazu auch unterwegs noch mehr verringert, als die Zahl derer, welche weiter südlich bei den großen Buchten ihre Trift beginnen. Denn je weiter der Weg einer Eistrift ist, desto längere Zeit ist sie den zerstörenden Kräften ausgesetzt, sowohl den mechanischen, wie Wind, Strömung, Wellenschlag, Stoßen und Pressen von anderm Eis, Stranden, Umwälzen, als auch den molekularen, die durch Spannungsdifferenzen infolge von Temperaturwechsel wirken. Und je weiter das Eis von Norden her kommt, um so größer sind auch die Spannungsdifferenzen, die ihm auf seinem Wege bevorstehen. Weyprecht[9]) spricht sich über den Eisbergzerfall aus, wie folgt: „Mit Ausnahme der Eisberge, die, aus nicht sehr hohen Breiten stammend, als Ganzes das offene Meer der südlichen Gegenden erreichen, ist der Zerfall in Stücke, die sich kaum mehr unterscheidbar mit dem Feldeis vermischen, wahrscheinlich das endliche Schicksal eines jeden von ihnen. Gerät ein Berg in hohen Breiten in seichteres Wasser und strandet, so zerfällt er infolge der genannten Ursachen (Sprengwirkung, Wind, Nebel, Regen, Sonne) unausbleiblich im Laufe der Zeit. Durch den Verlust erleichtert hebt sich vielleicht der Rest und treibt seinem weiteren Schicksal entgegen, vielleicht strandet er wieder und fällt nochmals zersplitternd dem umgebenden Feldeise anheim, das, in ewigem Treiben begriffen, die Trümmer mit sich weiterführt.“ Gerade für die Melville-Bai dürfte dies besonders zutreffen, da dort auf dem seichten Grunde, verbunden mit dem mächtigen Landeisgürtel, die Berge leicht festgehalten werden. — — Es dürfte nach dem Gesagten auch die dritte Region, also das ganze Gebiet nördlich vom Südende der Melville-Bai, praktisch kaum vergleichbar sein mit der mittleren Region (um 70° N. B.), was die Produktion des für Neufundland verfügbaren Gletschereises anbelangt.

Die über drei bis vier Breitengrade ausgedehnte Küstenstrecke in der Gegend der Discobucht und Nordostbucht hat sich sonach als diejenige Stelle herausgeschält, welche praktisch als die alleinige Ursprungsstätte der nach Neufundland gelangenden Eisbergmengen anzusehen ist. Als Mittelpunkt dieser riesigen Eisbergwerkstätte kann nach einer gütigen Mitteilung des Herrn v. Drygalski die Unbekannte Insel gelten. Da der bereits vorher von mir gewählte Punkt 70° N. B., 50° W. L., auf welchen im folgenden vielfach die Witterungsbetrachtung konzentriert werden wird, nicht weit von diesem wirklichen Mittelpunkt liegt, so glaubte ich jenen beibehalten zu können.

---

9) K. Weyprecht, a. a. O. S. 157.

Abgesehen von Schwankungen in Uperniviks-Land erklärt v. Drygalski die Unabhängigkeit der Bewegung des Inlandeises von der Jahreszeit für feststehend (S. 160, 276, 296). Daraus folgt, daß die Bewegung und damit die Eisbergproduktion auch von der verschiedenen Witterung ganzer Jahre unbeeinträchtigt bleibt, und daß die Verschiedenheiten bei Neufundland nur auf solche Witterungsverhältnisse zurückgeführt werden können, welche die Trift der fertigen Eisberge beeinflussen. Und diese wollen wir jetzt von ihrem Ursprung an nach ihrem allgemeinen Verlauf betrachten.

Die gekalbten Eisberge bleiben entweder vor der Eisstrommündung zunächst liegen oder streben sofort dem offenen Meere zu, je nachdem sie im Winter oder im Sommer entstehen. Nach v. Drygalski (S. 276) hat man nämlich bei der Eisstrommündung einen Sommer- und einen Winterzustand zu unterscheiden. Er beschreibt diese Verhältnisse ausführlich in folgenden Worten: ,,Der Unterschied des Winterzustandes von dem des Sommers beruht darauf, daß die ausbrechenden Eisberge im Winter keinen freien Abzug haben, weil dies die Eisdecke des Fjordes hindert. Diese selbst legte sich in dem Karajak-Fjord erst Anfang Dezember, während bis dahin größere und kleinere Eisflächen und Fladen getrennt umhertrieben und immer auch wieder verschwanden.“ „Immerhin war die Eisdecke, trotz des schnellen Wachstums am Anfang, im Dezember noch so dünn, daß sie dem Drängen des Eisstromes wenig Widerstand leistete. Die Eisberge zerstörten bei ihrer Entstehung durch heftige Kalbungsfluten den Zusammenhang und trieben eine Strecke vom Rande fort, froren aber bald wieder ein und kamen von Anfang Dezember kaum über den Hintergrund des Fjordes hinaus. Da aber die Bewegung des Eisstromes nicht ruhte und immer neue Massen in das Meer hinausführte, häuften dieselben sich an und wurden mit dem Eise des Fjordes zu stetig sich verdichtenden Staueismassen vereint. Dieselben bestehen aus Bergen und Trümmern, welche zwischen mauerartig aufgetürmten und zu dicken Klötzen zusammengeschobenen Schollen gepackt sind. Je dichter das Staueis wird, desto mehr nimmt die Beweglichkeit der darin eingefrorenen Eisberge ab, ohne sich ganz zu verlieren. In den äußeren Teilen der Fjorde liegen sie oft den ganzen Winter hindurch fest, wenn ihre eigenen Schwankungen nicht die Eisdecke zertrümmern und die Lage verschieben; in den inneren aber sorgt die Bewegung der Eisströme dafür, daß Bewegung bestehen bleibt. Aber die Geschwindigkeit dieser Bewegung im Staueis des Winters ist sehr gering.“ — ,,Während die Ausbildung des Winterzustandes langsam beginnt und sich allmählich steigert, indem die stetige Produktion von Eisbergen das Packeis verdichtet und die Grenzlage, um welche der Eisrand pendelt, allmählich hinausschiebt,

erfolgt die Auflösung des Winterzustandes in einzelnen Katastrophen, welche als das Ausstoßen der Eisfjorde bezeichnet werden. Durch das Ausstoßen der Fjorde entstehen die Eisbergschwärme, welchen man im Juni und Juli überall in den Wasserwegen Grönlands begegnet und die erst im freien Meere zerstreut werden." — „Der Grund für die Auflösung des Winterzustandes liegt naturgemäß in der Lockerung und Zerstörung des Fjordeises, welches die Stauung zusammenhält." — „Wenn die Lockerung sich vollzogen hat, ist es die Kraft der Föhnwinde, welche mit elementarer Gewalt vom Inlandeis herabstürzen und die Packeisstauungen in Bewegung versetzen."

Nach diesen Ausführungen ist die nächste Ursache für das Ausstoßen der Fjorde „die Lockerung und Zerstörung des Fjordeises". Diese Ursache jedoch stellt sich offenbar in jedem Jahr in gleicher Weise ein, kann also keine Verschiedenheiten im Eisverhalten der einzelnen Jahre bedingen; in Temperaturverhältnissen wird die Lösung unserer Frage nicht zu suchen sein. Aber das zweite Moment, welches hinzukommen muß, um das Ausstoßen zu bewerkstelligen, sind die Winde; sie haben den Hauptanteil an dem Zustandekommen des Ausstoßens. Und ist dieses erst vollzogen, so sind die Eisbergschwärme noch immer nicht dem offenen Meere überliefert, sondern treiben zerstreut oder gruppiert umher in den äußeren Teilen der Fjorde und in den großen Buchten und Kanälen zwischen dem Gewirr von Inseln und Halbinseln: „überall in den Wasserwegen Grönlands". Ein solcher Ansammlungs- und Aufstapelungsort kat' exochen ist das Waigat, welches in den Eisbergberichten der jeweiligen Besucher stets eine besondere Rolle spielt, und von dem auch v. Drygalski eine „große Fülle von Eisbergen" meldet, die er kurz nach dem Ausstoßen des Fjordes im Juni 1891 dort angetroffen habe (S. 296); sie rühren zum größten Teil vom Torsukatak-Eisstrom her. Um weiter die Berge von dort aus endlich ins freie Meer zu befördern, dafür sind wieder die Winde die Triebkraft, dafür sogar die einzige, wenn man von unregelmäßigen Strömungen in diesen Kanälen und Straßen absieht, die wohl nur Ebbe- und Flutströmung sind und im übrigen ein Abbild der Winde darstellen. Und sind schließlich die Schwärme glücklich im offenen Meere vor den Fjorden und Sunden angelangt und der dort herrschenden Strömung anheimgegeben, dann werden sie ohne ablenkenden Wind einfach nach Norden in die Melville-Bai entführt einem ungewissen Schicksal entgegen (s. oben S. 35 und 65) und kommen für die nächste neufundländische Eissaison nicht in Betracht; hier hat also der Wind nochmals und in noch entscheidenderem Maße als in den ersten Stadien die Möglichkeit, einzugreifen und das Geschick der Eistrift bestimmen zu helfen. — Wind, Wind und wieder Wind ist also die Kraft, welche hier bei den großen grönländischen

Fjorden sofort zu Beginn der Eistrift in jeder Hinsicht über den weiteren Verlauf derselben den Ausschlag gibt, und auf die wir darum unser erstes Augenmerk zu richten haben, um den verschiedenen Ausfall der neufundländischen Eisjahre zu erklären. Damit haben wir den Schlüssel zur Lösung des gestellten Problems gewonnen, und damit wird es denn auch verständlich, warum in diesem Kapitel die Herkunft und die ersten Entwicklungsstadien der Eistrift so eingehend Schritt für Schritt verfolgt werden mußten.

Die so dem Meere übergebene Eisberglast wird alsdann in mehr oder weniger großem, nach Norden gewölbten Bogen aus der Westgrönland-Strömung in die Mitteleis-Strömung übergeführt, und so gelangt eine mehr oder minder große Menge in die Westeis- und Labrador-Strömung. Ungefähr Anfang Dezember mag das Gros die Gegend von Kap Chidley passieren, auf der Trift längs der Labradorküste wird die Masse dann noch immer mehr auseinandergerissen und aufgehalten, bis schließlich in den ersten Monaten des folgenden Jahres die ersten Vorboten bei Neufundland eintreffen, während der Höhepunkt der dortigen Eisbergsaison im Durchschnitt auf die Zeit von März bis Mai fällt, um danach im allgemeinen nur noch den Nachzüglern Platz zu machen.

b. Witterung des vorausgehenden Sommers.

1. Wahl der Monate.

Den Weg zur Lösung, der sich uns gegen Ende des vorigen Kapitels darbot, wollen wir nunmehr betreten, indem wir zunächst Isobarenkarten entwerfen von der Zeit, wo die Eisbergmenge bei den großen Fjorden in Trift gesetzt wird, und zusehen, ob diese Karten irgendwelche Beziehung erkennen lassen zum späteren Auftreten des Eises der Menge nach bei Neufundland. Als jene Zeit der Eislösung wurden die Monate Juni — August gewählt. Zwar kann ja der Sommerzustand, in dem die Stauungen sich lösen, bis zum Dezember sich hinziehen. Allein fürs erste stehen diesen späteren Monaten, in welchen das Eis sich noch lösen kann, einige frühere gegenüber, in denen es sich schon lösen kann; so fiel z. B. nach Gardes Bericht im Jahre 1903 der Anfang schon in den April, ebenso nach Mc Clintock im Jahre 1858.[10]) Wollten wir nun beides mit berücksichtigen, frühere und spätere Monate, dann würde in diesen über sechs Monate sich erstreckenden Karten das Charakteristikum sich schon zu sehr verwischen. Wählen wir aber aus, dann am besten die mittlere Zeit, also Juni-August, zumal da diese zweitens den Hochsommer darstellt, wo durch die Schmelzwasser und durch die beständigen Gleichgewichtsänderungen an sich schon alles in Bewegung ist

[10]) Mc Clintock, a. a. O. S. 124.

in den Fjorden, alles rinnt und strömt und fließt und nach den Ausgängen drängt; in dieser Zeit wird es dem Winde um so leichter, anzusetzen, und in dieser Zeit wird seine Richtung und Stärke am meisten entscheidend sein können.

2. Mittelkarte aller Jahre.

Der erste Schritt, den wir in der vorgezeichneten Richtung auszuführen haben, wird naturgemäß in einer Orientierung über das durchschnittliche Bild der Wetterlage von den in Rede stehenden Monaten bestehen. (Isobarenkarte 1.)

Das Hauptmerkmal derselben ist bekanntlich das große nordatlantische Depressionsgebiet, in welchem sich im allgemeinen drei Einzelglieder unterscheiden lassen, nämlich das Baffin-Bai-Minimum, das westisländische und das ostisländische Minimum. Auf der Mittelkarte aller unserer Jahre 1882—1897 geben sich alle drei zu erkennen, und zwar in nahezu gleicher Tiefe und Ausdehnung. Östlich vom Baffin-Bai-Minimum und nördlich vom Island-Minimum liegt ein Hochdruckgebiet, im folgenden als das ostgrönländische bezeichnet. Ebenso dehnt sich an der Westseite des Baffin-Bai-Minimums ein Hochdruckgebiet aus, das amerikanische. Dieses Maximum umzieht den Baffin-Bai-Tiefdruck im Süden und geht südlich des ganzen Depressionsgebietes in das Azoren-Maximum über. — Nur in dieser Umgrenzung kommt die Wetterkarte für uns in Betracht.

Welche Abweichungen von diesen mittleren oder normalen Witterungszuständen sind es nun, wodurch die verschiedenen Eiszustände bei Neufundland hervorgerufen werden? Um möglichst schnell und leicht eine Antwort hierauf zu erhalten, teilen wir fürs erste alle Eisjahre in zwei Gruppen, eisreiche und eisarme (natürlich nur Bergeis gemeint), und konstruieren die zugehörigen mittleren Wetterkarten. — Ist auf diese Weise das Gesetz abgeleitet, dann wird es an der Hand aller einzelnen Eisjahre und Einzelwetterkarten geprüft und bestätigt werden. — Und drittens folgt ein Versuch, durch einen einfachen zahlenmäßigen Ausdruck sowie durch Kurvenkonstruktion den gefundenen Zusammenhang zu verifizieren und zu veranschaulichen.

3. Mittelkarten von Gruppen eisreicher und eisarmer Jahre; ihr Zusammenhang mit den entsprechenden Eisjahren.

Wenn wir jetzt die Eisjahre nach ihrer Eisbergmenge in Gruppen teilen wollen, so hat das zwar seine Schwierigkeiten und bleibt sicher in etwas subjektiv. Es sind ja die Methoden, nach denen die Zahlen gewonnen sind, an sich schon nicht einwandfrei (s. S. 59), aber die Fehler werden doch das Resultat nicht eben stark beeinflussen. Aus dem Dezennium

1880—1889 betrachte ich 1880, 1885 und 1889 als hervorragend reich, dann 1882 und 1884 als reich, 1886 und 1888 als mittelmäßig, 1883 und 1887 als arm, 1881 als sehr arm. Von dem Dezennium 1890—1899 hebt sich deutlich 1890 als hervorragend reiches Eisbergjahr ab, sodann 1894, 1897, 1898 und 1899 als reiche, endlich 1891, 1892, 1893, 1895, 1896 als eisbergarme. Verwenden können wir aber nur die Jahre 1882—1897, da nur für sie sowohl Eismaterial wie Witterungsmaterial zugleich vorhanden ist. Bildet man daraus zwei Gruppen, so kann die Einordnung von 1886 und 1888 zweifelhaft werden, sie wurden zur Gruppe der reichen gezählt. — Die unvollständige Karte von 1884 ist bei der Gruppenbildung weggelassen. — Unter der zu einem Eisjahr gehörigen Sommerwetterkarte ist nun natürlich immer die vom Sommer des vorhergehenden Jahres zu verstehen, wo nämlich das Eis für das betreffende neufundländische Eisjahr von den Fjorden gelöst und in Trift gesetzt wurde.

Entsprechend der Tatsache, daß das Depressionsgebiet den wesentlichsten und dabei zugleich den veränderungsfähigsten Bestandteil der ganzen in Rede stehenden Wetterlage ausmacht, werden wir, wie vorausgeschickt sei, finden, daß eben an den Tiefdruck, speziell an das Teil-Minimum der Baffin-Bai, in erster Linie die charakteristischen Unterschiede zwischen der Wetterlage von armen und der von reichen Eisjahren sich knüpfen. Am deutlichsten wird dies später in einzelnen Karten zu Tage treten, besonders in denen für hervorragend reiche Eisjahre; nur des bequemen Überblickes halber soll vorerst an den Gruppenkarten beobachtet werden, nach welcher Richtung sie sich von der Gesamtkarte entfernen. Dabei werden wir durchgängig zwei wesentliche Punkte ins Auge zu fassen haben:

Erstens von den drei Zentren, Kraftzentren sozusagen, die sich gegenseitig auszugleichen streben, dem Ostgrönland-Hochdruck, Baffin-Bai-Tiefdruck, Island-Tiefdruck, ist zu beachten die gegenseitige Lage und das gegenseitige Verhältnis; zweitens von dem Isobarenverlauf ist der Zug bei den grönländischen Fjorden ein springender Punkt.

Vergleichen wir zunächst die Mittelkarte von der Gruppe der reichen Jahre von dem ersten dieser zwei Gesichtspunkte aus mit der Normalkarte, so zeigt sich ein etwas stärkeres Hervortreten des Baffin-Bai-Minimums gegenüber einem gleichfalls etwas verstärkten Ostgrönland-Maximum, vor allem aber ein Zurücktreten des Island-Minimums, indem das westisländische nur noch ein unscheinbares Anhängsel zum Baffin-Bai-Minimum darstellt, das ostisländische aber bis nach Skandinavien hin höheren Luftdrucken Platz gemacht hat. Kurz ausgedrückt ist der isländische Tiefdruck verschwunden zugunsten einer Verstärkung der beiden übrigbleibenden Extreme; es steht nämlich jetzt nur noch ein

ausgeprägtes Baffin-Bai-Minimum einem sehr ausgedehnten Gebiet höheren Druckes (Ostgrönland, Island, Nordmeer bis gegen Skandinavien) gegenüber. — Betreffs des zweiten Momentes weist die Karte der reichen Jahre einen flacher gewölbten Zug der Isobaren über die Baffin-Bai auf; die Richtung der Winde, welche der Isobarenverlauf der reichen Jahre im Mittelpunkt des Fjordgebietes, bei der Unbekannten Insel, bedingt, ist direkt östlich.

Daß die angeführten Unterschiede sich erkennen lassen, ist nicht wohl zu leugnen. Während sie aber bei diesem Vergleich noch nicht sehr scharf hervortraten, werden sie schon in stärkerem Lichte erscheinen, wenn wir nunmehr sehen, wie die Gruppenkarten der armen Jahre gerade nach der entgegengesetzten Seite von der Normalkarte abweichen und sich damit in schroffen Gegensatz stellen zur Karte der reichen Jahre. Warum für die eisarmen Jahre nicht eine gemeinschaftliche, sondern zwei Karten entworfen wurden, und warum 1887 wegblieb, wird etwas weiter unten klar werden. Nehmen wir erst die zu vier eisarmen Jahren gehörende Karte Nr. 3 vor! Auf dieser tritt nicht wie bei den reichen das isländische Minimum zurück, sondern sogar in den Vordergrund. Es liegt deshalb nicht dem Baffin-Bai-Minimum ein starker und ausgedehnter ostgrönländischer Hochdruck gegenüber, sondern das Hochdruckgebiet ist hier erstens niedriger, so daß zwischen Baffin-Bai und Ostgrönland jetzt eine Isobare weniger verläuft, ferner ist es sehr beschränkt an Ausdehnung, und endlich wird dieses schwache Hochdruckgebiet noch von dem ausgedehnten isländischen Minimum in gleichem oder noch höherem Maße angesogen und in Anspruch genommen wie von dem Baffin-Bai-Minimum, während auf der Karte der reichen Jahre eine Tendenz zum Luftdruckausgleich lediglich von dem ausgedehnten ostgrönländischen Bereich nach der Baffin-Bai hin möglich ist. — Was den zweiten Punkt anlangt, den Lauf der Isobaren in der Fjordgegend, so zeigt derselbe nicht flachen Bogen, nicht Annäherung an Kreisform wie bei den reichen Jahren, sondern im Gegenteil die Tendenz zur Ausbildung einer länglichen Gestalt mit der Spitze nach Norden, so daß die durch den Fjordhintergrund gehende Isobare schon weit mehr südnördliche Richtung hat und infolgedessen nicht Ostwinde nach sich zieht, wie bei den reichen Jahren, sondern Ostsüdost bis Südost.

Endlich die zweite Mittelkarte von armen Jahren (Nr. 4) weicht, wenn auch nicht in ganz gleicher Weise, so doch in demselben Sinne von der Normalkarte und zugleich von der Karte der reichen Jahre ab. Denn erstens liegt auch hier der Schwerpunkt des ganzen Tiefdruckgebietes bei Island, während das Baffin-Bai-Minimum gar zur Rolle eines winzigen Anhängsels heruntersinkt (direkter Gegensatz zur Karte der

reichen); mit anderen Worten: in dem schon einmal angedeuteten Dreieck, welches von dem Ostgrönland-Maximum, dem Baffin-Bai-Minimum und dem Island-Minimum gebildet wird, ist die Hauptlinie der Luftübertragung und damit der Kraftäußerung nicht Ostgrönland-Baffin-Bai (reiche Jahre), sondern Ostgrönland-Island. — Desgleichen ist der Isobarenverlauf in der Baffin-Bai nicht der für die Gruppe der reichen Jahre charakteristische, sondern er ist hier derart, daß er bei den großen Fjorden Nordost- oder direkten Nordwind bedingt.

So stellen sich denn beide Karten, welche eisbergarmen Jahren entsprechen, in einen scharfen Gegensatz zu der den reichen Jahren zugehörigen Wetterkarte, und die Erklärung, inwiefern durch diese Unterschiede die Verschiedenheiten der Eisjahre bedingt sind, läßt sich danach wohl auch schon vermuten. Bevor wir aber diese Erklärung des Zusammenhanges vornehmen, mögen noch kurz die beiden Karten für eisarme Jahre auf ihre Verschiedenheiten hin miteinander verglichen werden. Auf der einen Karte ist das Baffin-Bai-Minimum wenigstens neben dem Island-Minimum noch als selbständigeres Gebilde vorhanden, auf der anderen ist es völlig gewichen. Man kann deshalb gewissermaßen das Bild der einen Karte für eisarme Jahre als bloße Verschlechterung des für reiche Jahre charakteristischen Typus bezeichnen, während die zweite Karte von armen Jahren mehr einen eigenen, neuen Typus darstellt. Ferner kann man, obwohl beide Karten eine gewisse östliche Verschiebung gemein haben, insofern nämlich der Schwerpunkt des Tiefdruckes dem östlichen Teil des ganzen Depressionsgebietes zukommt, doch bei der einen Karte (Nr. 4) noch in einem besonderen Sinn von einer östlichen Verschiebung sprechen, da nämlich auf ihr auch der amerikanische Hochdruck mehr nach Osten über die Baffin-Bai gerückt ist und das Minimum von dort verdrängt.

Schließlich ist eine Eigentümlichkeit zu erwähnen, welche die drei letzteren Karten miteinander verbindet und von der Normalkarte scheidet und dadurch auch schon zum Ausdruck bringt, daß jene drei Karten sich eben von den normalen Zuständen nach extremen Seiten hin entfernen: auf der Gesamtkarte deuten sich noch alle drei Einzeldepressionen des großen nordatlantischen Tiefdruckgebietes, nämlich das Baffin-Bai-Minimum, das ostisländische und das westisländische, getrennt an, während auf jeder der drei Gruppenkarten mindestens eins der Minima als selbständiges Gebilde schwindet. Mit dem Vorstehenden befindet sich die Erscheinung in Einklang.

Wie ist nun der zwischen den jährlichen Eisbergmengen bei Neufundland und den Wetterkarten des jeweils vorausgehenden Sommers bestehende Zusammenhang zu erklären?

Daß ein Lufttransport überhaupt nach der grönländischen Westküste

hin, also ein ausgesprochener ostgrönländischer Hochdruck gegenüber einem ausgeprägten Baffin-Bai-Minimum, günstig ist für eine künftige reiche Eisbergsaison bei Neufundland, ist ohne weiteres verständlich nach den Ausführungen eines früheren Kapitels, worin wir dem Beginn der Eistrift vom Fjordhintergrund bis über die Westgrönland-Strömung hinaus nachgingen. — Wie wird aber der Einfluß des zweiten Momentes, des Isobarenverlaufs, begreiflich? Warum ist gerade Ostwind am günstigsten für das Zustandekommen eines möglichst eisbergreichen Jahres? Darüber gibt uns die Richtung und der Charakter der grönländischen Westküste Aufschluß. Sie zieht nordsüdlich und ist eine typische Fjordküste, ist durchschnitten von einer Unzahl schmaler Kanäle, Buchten und Straßen, die überwiegend senkrecht zur Küste, also ostwestlich, verlaufen. Gerade Ostwind wird deshalb am geeignetsten sein, in möglichst vielen Eisstrommündungen die Stauungen zu lösen oder zu beschleunigen, gerade Ostwind am geeignetsten, die Eisbergmengen dann aus dem Hintergrund der Fjorde herauszutreiben, gerade Ostwind am geeignetsten, die Schwärme durch die Kanäle und Straßen hindurch nach dem offenen Meere zu befördern, gerade Ostwind am geeignetsten, sie von da möglichst zahlreich, sicher, unversehrt und zugleich auf möglichst kleinem Umweg über die Westgrönland-Strömung hinüber zu schaffen ins Mitteleis- und Westeiswasser. — Von diesen Momenten dürfte das erste am wenigsten bedeutungsvoll sein, da nach einer gütigen Mitteilung des Herrn v. Drygalski die Stauungen schließlich doch alljährlich gelöst werden, immerhin aber wird der Wind den Prozeß zeitlich beschleunigen oder aufhalten, und wie wir gleich sehen werden, spielt auch die Zeit eine Rolle für die Eisbergmenge. Auf die drei übrigen Momente ist mehr Gewicht zu legen, und das allerletzte, Hinüberlenken über die Westgrönland-Strömung, verdient den Hauptnachdruck.

Die weniger gründliche und vollständige Wirkung der von der Ostrichtung nach Norden oder Süden abweichenden Winde kann man sich danach für die einzelnen Stadien leicht ausmalen. Es soll aber doch für das letzte derselben der Fall abweichender Winde kurz erörtert werden. Angenommen also, es hätte vor nicht direkt östlichem Winde ein mehr oder weniger großer Teil der verfügbaren Eisberge schließlich den Weg bis in die Westgrönland-Strömung gefunden, dann werden dieselben, falls der Wind mehr vom Süden weht, sicher erst auf mehr oder minder großem Umweg nach Norden die Mitteleis-Strömung erreichen, und ein Teil wird überhaupt bis in die Melville-Bai hineintreiben, wo er dann schließlich vom winterlichen Küstenpackeis gekapert wird; selbstverständlich ist dieser Teil für die nächste neufundländische Eissaison ganz verloren, ja meistens für Neufundland überhaupt, da er entweder in der

Melville-Bai selbst oder auf der späteren langen Trift von dort nach Süden nach und nach aufgezehrt wird. Die Tatsache selbst, daß ein großer Teil der Eisberge bereits in der Arktis überhaupt seinen Untergang findet, hat bereis Rodman betont (a. a. O. S. 7.) (Siehe auch oben S. 65.) — Weht aber im Gegenteil der Wind von Norden, so werden die Eisberge, welche bereits in die Westgrönland-Strömung überhaupt gelangt sind, erstens hart mitgenommen durch die entgegenwirkenden Kräfte und die damit verbundenen Zusammenstöße von Eisbergen miteinander und mit Feldern, im ganzen werden sie aber dennoch mit der Strömung sehr langsam nach Norden treiben und zum Teil das Geschick der Berge vom vorigen Fall erreichen, auf alle Fälle aber werden die, welche in die kalte Strömung hinübergelangen, stark verzögert. — Es wird also auf alle Fälle bei nicht östlichem Winde ein Teil der Eisberge auf irgend einem Stadium des Weges vom Hintergrund der Fjorde bis zur Mitteleis-Strömung verloren gehen und für Neufundland nicht mehr in Betracht kommen; der Teil aber, welcher die Mitteleis-Strömung erreicht, hat mindestens eine Verzögerung erfahren (gegenüber dem Falle von direktem Ostwind). Nun bedeutet aber auch Verzögerung wiederum eine Verminderung der nach Neufundland ziehenden Berge; denn sobald sie einmal aus der Stauung befreit sind, ist ihrem Bestande als Eisberge der Aufenthalt an der grönländischen Seite stets gefährlich, natürlich desto mehr, je länger er dauert, und dies aus folgenden drei Gründen:

Einmal ist es die hohe Wassertemperatur, welche dort der Gesamtmenge des Bergeises immerhin einigen Verlust beizubringen vermag. Denn in der Westgrönland-Strömung haben auch die oberen Wasserschichten, nicht nur die mittleren, durchweg positive Temperaturen, ja die obersten meist 4° und darüber; in den Buchten selbst aber erreicht die Wassertemperatur sogar noch höhere Beträge: z. B. wurden in der Disco-Bucht nach Nares[10a]) Temperaturen bis zu + 10° angetroffen, so daß die zahlreichen Eisberge rasch zusammenschmolzen („the numerous icebergs were melting rapidly"). In der kalten Mitteleis- und Westeis-Strömung dagegen befinden sich die Eisberge mehr in ihrem Element und sind gegen Abnahme besser geschützt. Darum ist es sehr wohl von Belang, ob sie, sobald der Sommer einmal angebrochen ist, diese letzteren Gewässer schnell und ohne größeren Umweg erreichen oder nicht.

An zweiter Stelle ist es die hohe Lufttemperatur des Sommers an der grönländischen Fjordküste, welche die Existenz der Eisberge bedroht. In Jakobshavn (Disco-Bucht) sind im Juli und August Monats-

---

[10a]) G. S. Nares, a. a. O. S. 18.

mittel von 7—8° und darüber nicht selten. Im Gebiet der Mitteleis-Strömung dagegen wird sich die Lufttemperatur wohl nie stark über die niedrige Wassertemperatur erheben, und gar in der Westeis-Strömung an der Baffinland-Küste herrscht ein besonders kühler Sommer; im Jahre 1897 z. B. gab es an dieser Küste nur 6 Wochen des Sommers ohne Schneefall (Tarr[11])). Zu der allgemein hohen Lufttemperatur kommt an der grönländischen Seite noch die spezielle Erscheinung des heißen Föhnwindes, dessen Einfluß nach v. Drygalski (I, S. 429) schon in den Fjorden selbst insofern bemerkbar ist, als im Hintergrund derselben das Buchteneis rascher schwindet als weiter draußen; ebenso wird es doch für die Eisberge nicht gleichgültig sein, ob sie längere Zeit überhaupt noch im Bereiche des Föhns sich aufhalten oder schon sehr bald nach der westlichen Baffin-Bai gerettet sind. — Inwiefern vermögen nun hohe Lufttemperaturen an der grönländischen Westküste die Eisbergmenge zu reduzieren? Die Schmelzwirkung als solche allein kommt zwar schon in Betracht, aber doch nur in äußerst geringem Maße, wie sie ja überhaupt zur Eisbergzerstörung den geringsten Beitrag leistet. Wenn die Eisberge durch schichtweises Abschmelzen vernichtet werden sollten, so würde, wie Rodman richtig bemerkt, der ganze Atlantik davon wimmeln. Die wirksamste Arbeit leisten die hohen Temperaturen vielmehr durch Zerstückeln und Zersprengen. Schon das geringste Abschmelzen kann nämlich gewaltige Gleichgewichtsänderungen zur Folge haben, und so kommt es, „daß man bei den Fahrten durch die Fjorde fast ununterbrochen Lagenänderungen der Eisberge sieht"[12]). Diese beständigen Schwankungen um die Gleichgewichtslage sind aber infolge des Stoßes gegen Wasser und anderes Eis von vielfachem Abbrechen großer und kleiner Eisstücke begleitet: „Mächtige Stücke trennen sich vom Eisberge los und tauchen hinab und wieder empor, in langsam rollender Bewegung dreht und wendet sich der Koloß und kommt allmählich in neuer Lage zur Ruhe; was früher über Wasser war, ist jetzt vielleicht Hunderte Meter tief eingetaucht, und neue Flächen bilden neue Angriffspunkte für die zersetzenden Kräfte der Luft"[13]). Ferner aber sind die abfließenden Schmelzwasser mächtig genug, um Rinnen und Schluchten in die Eisberge einzufressen und dadurch die Minen für den Winter vorzubereiten, wie Weyprecht sich ausdrückt. Infolgedessen wird der Eisberg, abgesehen davon, daß er schon sofort bedeutend reduziert wird, auch zugleich fähiger gemacht, später noch weiter reduziert zu werden; sobald er in den kalten Wassern drüben angelangt ist und im Anfang

[11]) Americ. Journ. of Science. 1897. III. S. 315.
[12]) E. v. Drygalski, Grönl. . . I. S. 377.
[13]) K. Weyprecht, a. a. O. S. 156.

des Winters seine Hohlräume zufrieren, beginnen molekulare Kräfte in dem Ungeheuer selbst ihr Zerstörungswerk, und diesen kann ja nichts widerstehen; wo Frost und Wärme um die Herrschaft ringen, sind verheerende Wirkungen unausbleiblich. — Nach diesen verschiedenen Hinsichten sind also die hohen Lufttemperaturen bei Westgrönland den dort umhertreibenden Eisbergen verhängnisvoll.

Zu den Wassertemperaturen und Lufttemperaturen gesellt sich endlich ein drittes Moment, welches der Gesamtmenge an Bergeis bei ihrem Umhertreiben in der grönländischen Fjordgegend Abbruch tut, ein morphologisches: die Seichtigkeit dieser Küstenregion und zugleich ihre reiche horizontale Gliederung. Das Aufstoßen auf seichtem Grunde zieht nämlich wiederum leicht Lagenänderungen nach sich — das Wälzen der Eisberge, welches v. Drygalski eingehend behandelt — und bei diesem Vorgang tritt in derselben Weise, wie es schon dargestellt ist, Zerstückelung auf mechanischem Wege ein. Und daß horizontale Gliederung ihre Opfer fordert, ist schon in folgenden Worten von Rodman[14]) ausgesprochen, die für die Labrador-Küste gelten sollen, aber in vollem Umfang auch für unsere Gegend zutreffen: „This whole coast is cut up by numerous islands, bays and headlands, shoals and reefs, which adds greatly to the destruction of the bergs by stoppages and causing them to break up“.

Wegen dieser drei Momente also, die zusammengenommen sicher einen Faktor von Bedeutung vorstellen, erleidet auch schon durch Verzögerung, das heißt durch längeren Aufenthalt bei der grönländischen Fjordküste, eine nach Neufundland bestimmte Eisbergmenge erhebliche Einbuße, wohl weniger an der Zahl der Berge, als an der Größe und Widerstandsfähigkeit der einzelnen. Als Illustration zu diesen Ausführungen mögen die von v. Drygalski[15]) im Anfang des Sommers in der Fjordgegend vorgenommenen Messungen von Eisberghöhen erwähnt werden, wonach die Höhen rasch abnahmen, in zwei Fällen sogar innerhalb eines Monats um $^1/_4$ der ursprünglichen Höhe.

Zum Schlusse dieser umfangreichen Beweisführung sei der Gang derselben kurz rekapituliert. Beim Vergleich der Sommerwetterkarte der eisbergreichen mit denen der eisbergarmen Jahre stellten sich zwei charakteristische Unterschiede heraus, welche auf zwei Bedingungen für das Eintreten eines eisreichen bzw. -armen Jahres hinausliefen. Die erste dieser Bedingungen lautete, kurz gesagt, daß zum Zustandekommen eines reichen neufundländischen Eisjahres es notwendig sei, daß an der grönländischen Westküste überhaupt möglichst große Windkraft vorhanden

[14]) H. Rodman, a. a. O. S. 7.
[15]) E. v. Drygalski, Grönl. . . I. S. 384.

sei (für arme Jahre weniger oder gar keine). Und diese Bedingung ist ohne weiteres verständlich, wenn man bedenkt, wie sehr der Wind gerade bei Beginn der Eistrift vom Hintergrund der Fjorde aus bis zur Mitteleis- und Westeis-Strömung in seine Rechte treten kann. — Die zweite Bedingung sagte aus, daß dieser Wind, wenn ein eisbergreiches Jahr folgen solle, möglichst Ostwind sein müsse (abweichende Winde für armes Jahr), und das wurde folgendermaßen begreiflich. Der Ostwind drängt das Bergeis aus den Eisstrommündungen möglichst vollständig, unversehrt und schnell bis zur Mitteleis-Strömung. Ein von der Ostrichtung abweichender Wind dagegen wird ein eisbergärmeres Jahr bei Neufundland nach sich ziehen, weil erstens ein Teil der zur Verfügung stehenden Eisbergmengen gar nicht in die Mitteleis-Strömung gelangt, sondern auf den verschiedenen Stadien des Weges bis dahin schon scheitert, und weil zweitens derjenige Teil, welcher glücklich die Mitteleis-Strömung erreicht, nicht auf so kurzem Wege und in so kurzer Zeit dahin kommt (wie bei Ostwind), sondern verzögert wird, jede Verzögerung aber einer weiteren Verminderung der auf dem Wege nach Neufundland begriffenen Eisbergmenge gleichbedeutend ist.

Am Schlusse dieser Betrachtung wird es auch verständlich, warum die Gruppe der armen Jahre auf zwei Karten verteilt werden mußte. Denn um für ein eisreiches Jahr weniger günstig zu sein, kann der Wind ebensogut nach der einen wie nach der anderen Seite von der Ostrichtung abweichen. Wären nun aber alle eisarmen Jahre zusammengefaßt worden, so hätten sich diese beiden abweichenden Richtungen zum Teil aufgehoben zu einer fast östlichen Richtung, und es wäre dadurch dieses Charakteristikum verwischt worden. — Auch wurde das Jahr 1887 aus den Gruppenkarten weggelassen, weil es weder dem einen noch dem anderen Typus der armen Jahre sicher zuzuweisen ist.

An dieser Stelle möge auch darauf hingewiesen werden, wie notwendig für diese Betrachtungen die vorherige Kenntnis der Strömungen war, und wie notwendig es ferner war, sich vorher genau darüber Rechenschaft zu geben, inwieweit dem Winde ein Einfluß auf die Bergeistrift eingeräumt werden darf. Hier tritt schon der große Unterschied zwischen der Wirkung auf Bergeis und der auf Feldeis zu Tage. Denn während beim Feldeis später fast völlige und direkte Herrschaft der jeweiligen Winde sich kundgeben wird, liegt nach dem vorstehenden Resultat der ganze Einfluß des Windes auf die Bergtrift nur darin, sie durch ein stromloses Gebiet hindurch einer Strömung zuzuführen und dann aus der Strömung abzulenken, und knüpft sich lediglich ganz an den Beginn der Eistrift; im übrigen aber hat auf dem ganzen Wege der Eisbergtrift in den Strömungen selbst der Wind so gut wie keine Be-

deutung mehr. — Lehrreich ist von diesem Gesichtspunkte aus auch ein Blick auf die Karte 4, auf der die Winde in der Baffin-Bai direkt nördliche sind: ohne die Tragweite des Windeinflusses, die Strömungen und den bestimmten Herkunftsort der Bergeistrift zu kennen, würde man kaum vermuten, daß die Karte eisbergarmen Jahren entspräche, sondern man würde eher versucht sein, in ihr die Bedingung für reiche Jahre zu sehen.

4. Einzelwetterkarten. Nachweis der Beziehung zu den Eisjahren an jeder von ihnen.

In der Natur der Mittelkarten liegt es, daß sie sich von Extremen fern halten; darum kam auf dem im vorigen Kapitel eingeschlagenen Wege der Zusammenhang mit mittelmäßiger Deutlichkeit zum Ausdruck. Anders aber ist es bei den Einzelkarten; von ihnen werden wir von vornherein zu erwarten haben, daß einige in extrem vorzüglicher Weise sich dem Gesetze fügen, andere hingegen etwas weniger gut. Daß sie nicht durchgängig eine gleichmäßig gute Übereinstimmung zeigen, dafür ist ja die Zahl derjenigen Variationen und Komplikationen, denen gar nicht Rechnung getragen werden kann, viel zu groß. So werden vor allen Dingen für einige Jahre die gewählten Monate nicht vollständig passen: in dem einen Jahre mögen die Eisbergstauungen an der arktischen Geburtsstätte sich so früh gelöst haben, daß schon die Witterung des Mai oder gar zum Teil des April von Bedeutung war für ihre Eisbeförderung, in einem anderen Jahr dagegen mag noch ein späterer Monat mit ausschlaggebend gewesen sein, endlich in einem dritten Jahr mögen die Zeitabschnitte der günstigen Lösungsbedingungen für die verschiedenen Eisfjorde verschieden gewesen sein usw. Ferner nehmen wir ja an, daß für jedes einzelne neufundländische Eisjahr nur die im unmittelbar vorhergehenden Sommer zur Verfügung gestellten Eisbergmengen in Betracht kommen; das trifft indes natürlich bloß im großen und ganzen zu, es mögen wohl bisweilen die Eisbergmengen, welche schon oben in der Baffin-Bai umherirrten und dann mit nach Neufundland trieben, einen erheblichen Betrag ausmachen, besonders wenn eine größere Reihe armer neufundländischer Eisjahre vorausgegangen war. Aber mit in Rechnung ziehen können wir alle diese sekundären Faktoren, deren noch andere denkbar sind, nicht. Dessen müssen wir uns nun wenigstens bewußt bleiben, wenn wir jetzt zur Betrachtung der einzelnen Sommerwetterkarten schreiten.

Dabei soll in der Weise vorgegangen werden, daß die folgende Wetterkarte immer einem eisbergärmeren Jahre entspricht als die vorhergehende; wir beginnen also mit der zum eisbergreichsten Jahre 1890

gehörenden Wetterkarte, d. i. mit Sommer 1889, und schließen mit der zum ärmsten Jahre 1891 gehörenden, d. i. mit Sommer 1890. Die Reihenfolge der Eisjahre, welche zu dem Zwecke aufzustellen ist, ist wiederum nicht ganz einwandfrei, es können sehr wohl je zwei Eisjahre hier und da miteinander vertauscht werden. (S. oben Methoden usw.)

Eine Tabelle der Eisbergzahlen ist überflüssig, da diese sich aus der Kurve hinreichend genau ablesen lassen. (S. die Kurventafel am Schluß.) — Die angenommene Reihenfolge der neufundländischen Eisjahre (Gletschereis) nach ihrer Stärke ist folgende: 1890, 1885, 1889. — 1884, 1882, 1897, 1894, 1888, 1886. — 1887, 1892, 1896, 1883, 1893, 1895, 1891.

Wetterkarte zum Eisjahr 1890 (Sommer 1889). Das ganze Gebiet östlich von Grönland bis weit nach Norden gegen Spitzbergen hin, wie auch nach Skandinavien und ebenso südwärts gegen Island hin, ist eingenommen von einem zwar nicht besonders hohen, aber weiten und gleichmäßig verteilten Hochdruck, dem als einziger Bereich tiefen Druckes gegenübersteht die Fläche über Baffin-Bai, Davis-Straße, Südgrönland, Dänemark-Straße, deren Kern südwestlich von Disco in der Baffin-Bai liegt. Diese einzige saugend wirkende Stelle verursacht einen Verlauf der Isobaren von dem Nordmeer quer über Grönland hinweg nach der Baffin-Bai, und dieser Isobarenzug hat an der grönländischen Westküste, speziell in der Gegend der großen Fjorde, direkt von der Küste abwehende Winde im Gefolge, welche etwas weiter im Norden in der Melville-Bai allmählich in Nordost übergehen. — Die Karte besitzt also die für die eisreichen Jahre aufgestellten wesentlichen Merkmale, besonders die Windrichtung über und vor den Fjorden ist hier ausgezeichnet. Etwas weniger günstig ist die Windrichtung auf der folgenden Karte, die zum

Eisjahr 1885 gehört, also das Wetter vom Sommer 1884 darstellt. Auf dieser ist aber dafür die Stärke um so größer, indem ein sehr hoher Luftdruck das ganze Nordmeer überlagert und sich noch weiter nach Spitzbergen und nach Skandinavien hin verstärkt. Wiederum streben die Isobaren von hier in geschwungenem Bogen über Grönland nach der Fjordküste, an dieser nahezu östliche Winde bewirkend, und umschließen dort das hauptsächlichste Tiefdruckgebiet, dessen Kern über der westlichen Küste von Baffin-Land und dem Cumberland-Sunde liegt. Das hauptsächlichste Tiefdruckgebiet sage ich, und dieses ist ein Punkt, in dem die Karte sich ein wenig von der vorigen unterscheidet, auf welcher das Tiefdruckgebiet der Baffin-Bai zugleich das einzige war; hier tritt südwestlich von Island noch einmal tieferer Luftdruck auf, aber immerhin ist der über der Baffin-Bai entschieden der beherrschende.

Eisjahr 1889 (Sommer 1888). Für dieses Jahr läßt sich über den Ostgrönland-Hochdruck, Baffin-Bai-Tiefdruck, Isobarenverlauf genau das gleiche sagen. Auch hier ist wieder kein weiteres Tiefdruckgebiet vorhanden, sondern es ist nur dem Tiefdruckbereich, der den Kern bildet, ein kleiner Ausläufer angehängt, welcher die Meeresgegend südwestlich von Island einnimmt.

Diese drei ersten Karten, welche den drei eisbergreichsten Jahren zugehören, zeigen dementsprechend die wesentlichen Eigentümlichkeiten übereinstimmend in hervorragendster Weise. Die nächsten Karten stehen schon zurück, aber wenig.

Eisjahr 1884 (Sommer 1883). Diese Karte ist die einzige, welche nicht nach dem Material der Seewarte entworfen ist, da das Jahr dort fehlt; sie konnte aus verschiedenen Quellen notdürftig zusammengestellt werden. Für eine Reihe von Punkten wurden mir die Luftdruckwerte von Herrn Dr. Meinardus gütigst zur Verfügung gestellt (sie stammen aus Kopenhagen), für einige weiteren Punkte konnten die Werte aus den Beobachtungen der internationalen Polarstationen, der dänischen und deutschen, entnommen werden. — Ein flüchtiger Blick überzeugt, daß sie sich gut an die drei ersten Karten anlehnt, also ebenfalls die wesentlichen Bedingungen für ein eisbergreiches Jahr enthält. Die einzige Verschlechterung, welche hierbei schon auftritt, dürfte darin bestehen, daß der ostgrönländische Hochdruck nicht mehr so sehr ausgedehnt ist, da östlich von Island ein zweites Tiefdruckgebiet beginnt. Und was so auf dieser Karte sich schon anbahnt, zeigt in stärkerer Entwickelung die Karte zum

Eisjahr 1882 (Sommer 1881), wo der ostgrönländische Hochdruck an Ausdehnung schon sehr verliert durch ein ausgedehntes, aber nicht tiefes isländisches Minimum. Trotzdem und trotz der Verzerrung des Baffin-Bai-Minimums bleibt ein erheblicher Druckunterschied zwischen diesem und dem Ostgrönland-Maximum, und auch die Richtung der Winde bei den Fjorden ist mindestens bis zur Mitteleis-Strömung günstig. Im wesentlichen steht also die Karte dennoch dem Typus der reichen Jahre nahe, wiewohl es auf den ersten Blick nicht so scheinen mag.

Eisjahr 1897 (Sommer 1896). Diese Karte läßt den Typus der reichen Jahre in der Lage und dem Verhältnis der drei Zentren wieder wesentlich besser hervortreten als die vorige, zeigt aber ihrerseits einen Rückschritt in dem zweiten Charakteristikum: die Richtung des Windes ist schon nicht mehr direkt östlich.

Die Mängel dieser beiden letzten Karten faßt zusammen die Karte zum

Eisjahr 1894 (Sommer 1893). Sie behält noch den Typus der reichen Jahre, aber im ganzen abgeschwächt, nach jeder Hinsicht ein wenig ver-

schlechtert. Sicher reicht sie an die drei ersten Karten lange nicht mehr heran.

Eisjahr 1888 weist in seinem Eis wie auch in der entsprechenden Wetterkarte (Sommer 1887) ein etwas eigentümliches Verhalten auf und verdient ein Wort mehr. — Erstens erschien damals bei Neufundland das Gletschereis ziemlich spät, fürs zweite brachte das Jahr äußerst wenig Feldeis, drittens geht es den beiden hervorragend reichen Jahren 1889 und 1890 unmittelbar voraus. Diesen drei Umständen ist es zuzuschreiben, daß in der Regel das Jahr kurzweg als eisarm bezeichnet wird. Wie steht es in Wirklichkeit? Natürlich interessiert uns an dieser Stelle nur das Bergeis. Nach unserm Zahlenmaterial folgt dieses Jahr an Gesamtmenge des Bergeises gleich hinter 1894 und steht über 1886 und den anderen ärmeren. Nun hielt sich aber in diesem Jahre das Eis vorzugsweise bei Belle Isle auf. Dort dürfte es konzentrierter sein, als wenn es über der Bank umhertreibt, und darum kann man wohl annehmen, daß öfter die nämlichen Eisbergmengen gemeldet wurden, als es in gewöhnlichen Jahren geschieht, und daß somit durch das statistische Material das Jahr als zu reich gekennzeichnet wird. Anderseits erschien in diesem Jahre das Eis sehr spät, sodaß es zum größten Teil schon an der Labrador-Küste in die warme Jahreszeit hineinkam, also offenbar dort schon größeren Verlust erlitten hatte, als es in anderen Jahren zu geschehen pflegt. Dieser Umstand würde demnach im Gegenteil darauf hinauslaufen, daß die aus der Baffin-Bai getriebene Eisbergmenge nach den bei Neufundland beobachteten Verhältnissen zu klein geschätzt wird. Man kann darum einfach annehmen, daß diese beiden Umstände sich ungefähr die Wage halten, und daß so das statistische Material dennoch ein richtiges Bild gibt. Danach wäre denn das Jahr als mittelmäßig anzusehen. — Auch die Wetterkarte gibt zufällig auf den ersten Blick vielleicht ein unrichtiges Bild, sie kann als vorzüglich für ein reiches Jahr erscheinen, ist es aber nicht so sehr. Einmal nämlich liegt das Minimum schon nicht mehr recht in der Baffin-Bai, sondern ist zu weit nach Süden gerückt, ferner beginnt hier schon eine Eigentümlichkeit Platz zu greifen, welche uns später in stärkerer Ausbildung bei eisarmen Jahren begegnet, nämlich das Heranrücken des amerikanischen Hochdruckes über die Baffin-Bai, wodurch das Minimum in seinem nördlichen Ende zu sehr gegen die grönländische Küste gedrängt ist. Die beiden Momente haben zur Folge, daß an der Küste der großen Fjorde mehr Nordost-, statt Ostwinde wehen. Immerhin mag noch eine erhebliche Lücke bestehen zwischen Wetterkarte und Eisjahr, sie wird indes durch einen anderen, einen außergewöhnlichen Umstand ausgefüllt, den wir unten im Kapitel über die Winterwitterung kennen lernen.

Eisjahr 1886 (Sommer 1885). Auf dieser Karte sind wieder die wesent-

lichen Merkmale für eisbergreiche Jahre vertreten, doch nicht mehr in der idealen Form. Mit 1897 läßt sie sich vielleicht am besten in Vergleich setzen; ihr Rückstand hinter dieser gerade im Druckunterschied bei sonst großer Ähnlichkeit tritt deutlich zu Tage; das zugehörige Eisjahr fiel denn auch nur mittelmäßig aus.

Nunmehr folgen schon Wetterkarten, welche ausgesprochen armen Jahren entsprechen.

Eisjahr 1887 (Sommer 1886). In der Reihe der reichen Jahre war schon einmal der Fall vorgekommen, daß das isländische Minimum als Rivale auftrat gegenüber dem Baffin-Bai-Minimum. Hier auf dieser Karte sehen wir das isländische Minimum bereits im Vordergrund stehen, das Baffin-Bai-Minimum ist unbedeutender, der amerikanische Hochdruck rückt infolgedessen mehr nach Osten und bewirkt dadurch einen Isobarenverlauf, der bei den großen Fjorden nicht mehr Ost-, sondern Nordostwinde zur Folge hat.

Eisjahr 1892 (Sommer 1891). Auf dieser Karte ist nicht, wie bei den letzten reichen Jahren, die Wetterlage etwa nur in dem einen oder anderen Teil etwas ungünstiger ausgebildet, auch zeigt sie nicht, wie es bei einer Anzahl von armen Jahren der Fall ist, solche Mängel an verschiedenen Punkten; nein, ein wesentlicher Bestandteil der Wetterlage fehlt hier geradezu, nämlich der ostgrönländische Hochdruck. Im Hintergrunde der Fjorde liegt schon der Druck 58,1 mm, und in dem ganzen Gebiet östlich davon erhebt er sich nirgends mehr auf 59,0 mm, von der grönländischen Westküste bis nach Europa hinüber ist also keine einzige Isobare mehr zu ziehen zwischen den Breiten von Island und Spitzbergen. Damit ist das entsprechende Jahr schon unbedingt zu einem eisbergarmen bestimmt, aber außerdem ist auch die Richtung des schwachen Windes bei den Fjorden nicht einmal günstig. — Zu verwundern ist es eigentlich, daß dieses Jahr nicht noch ärmer geraten ist.

Eisjahr 1896 (Sommer 1895). Das Baffin-Bai-Minimum ist sehr verflacht, eine Isobare verläuft parallel der westgrönländischen Küste: die schwachen Winde haben ungünstige Richtung. — Wie sehr sich die Wetterlagen für arme Jahre vom Typus der reichen entfernen, dürften diese Karte und die vorige schon klar zur Anschauung bringen, noch besser aber die folgende, die zum

Eisjahr 1883 (Sommer 1882) gehört. Das Schwergewicht des Depressionsgebietes fällt auf dieser Karte vollkommen in den Bereich von Island, das Baffin-Bai-Minimum hinterläßt nur noch eine schwache Spur. Diese Verschiebung nach Osten, welche bereits im Verlegen des Schwerpunktes sich kundgibt, bringt hier die weitere Verschiebung mit sich, daß der amerikanische Hochdruck stark nach Osten vorrückt gegen die

grönländische Westküste; unter dessen Einfluß sind aber hier Ostwinde unmöglich, die Winde wehen vielmehr geradezu landeinwärts. — (Das Teilminimum an der Labrador-Küste ist belanglos.)

Eisjahr 1893 (Sommer 1892). Auf dieser Karte besteht der einzige Mangel in dem Isobarenverlauf an der Fjordküste. Für die Küste von Südwestgrönland wäre diese Wetterlage zum Eislösen und -abstoßen sehr günstig, aber in der Gegend der großen Fjorde verläuft die Isobare der Küste parallel, ja, sie bildet sogar mit ihr einen Winkel nach dem Lande hin.

Eisjahr 1895 (Sommer 1894). In diesem eigenartigen Bilde, welches im wesentlichen wieder die östliche Verschiebung zeigt, weht der Wind direkt aus Norden, also der Küste parallel, mithin ungünstig.

Eisjahr 1891 (Sommer 1890). Die Wetterlage ist insofern merkwürdig, als trotz eines tiefen und ausgedehnten (west-)isländischen Minimums noch ein ausgesprochenes Baffin-Bai-Minimum bestehen bleibt. Der einzige wesentliche Mangel dieser Karte ist die nicht günstige Windrichtung bei den Fjorden. Unumwunden einzuräumen ist aber, daß es sehr auffallend ist, daß auf diese Wetterlage hin das eisbergärmste Jahr erfolgte. Dieses letzte dürfte außer 1888 das einzige Jahr sein, welches sich dem Gesetze nicht befriedigend unterordnet. Doch auch für dieses Rätsel wird sich weiter unten wenigstens noch eine Lösung finden lassen, ebenso wie für die kleine Lücke bei 1888. Außerdem kann schon an dieser Stelle ein Erklärungsgrund angeführt werden. Das Jahr 1891 folgt nämlich hinter den beiden hervorragendsten Eisjahren 1889 und 1890. Es wird hierdurch alles Eis, welches überhaupt in der Baffin-Bai noch zur Verfügung gestanden hatte, so gründlich herausbefördert worden sein, daß, während sonst immer von vorausgehenden Jahren noch vereinzelte Eisbergmengen mit zur Gesamtmenge des betreffenden Jahres sich gesellten, im Jahre 1891 dies wegfiel. So mag es zum Teil kommen, daß im Vergleich zu anderen Jahren hier ein kleines Mißverhältnis zwischen Witterungszahl und Eisbergmenge besteht.

Aus dem Vorstehenden ergibt sich im ganzen folgendes: Der im vorigen Kapitel erkannte Grundtypus der Wetterlage für eisbergreiche Jahre ist in den drei Einzelkarten, welche hervorragend reichen Jahren zugehören, so gut ausgeprägt, daß die drei auch rein äußerlich als fast ganz übereinstimmend sich erweisen. Dieses zwar läßt sich von den Karten der nächsten Stufe, der reichen Jahre, nicht mehr sagen, aber das eigentlich Charakteristische und Wesentliche an den Karten der hervorragend reichen Bergeisjahre ist auch an denen der reichen noch durchweg vorhanden. Starke Abweichungen und Mängel in den wesentlichen Punkten, entweder einem oder mehreren, zeigen erst die Karten der eisbergarmen

Jahre. — Wollte man die Einzelwetterkarten in der Weise ordnen, daß man von dem für ein eisbergreiches Jahr günstigsten Falle fortschritte zu dem für ein armes Jahr günstigsten, also nach den Wetterkarten selbst, so würde wohl in der hier wirklich innegehaltenen Reihenfolge keine allzu große Umstellung vorzunehmen sein. Die vorliegende Reihenfolge ist aber, wie schon gesagt, nach dem Grade der Eisjahre aufgestellt. Also entsprechen sich Eisjahre und zugehörige Wetterkarten in einem Maße, das als weitgehend bezeichnet werden darf, zumal wenn man bedenkt, daß daneben doch eine Reihe von unkontrollierbaren und hier nicht berücksichtigten Faktoren mitspielt. — Soviel ist demnach sicher, daß dem Sommerwetter bei den großen Fjorden in der Tat die Hauptentscheidung darüber zukommt, in welcher Menge die Eisberge im folgenden Jahre bei Neufundland auftreten.

5. *Versuch zur zahlenmäfsigen und graphischen Darstellung der Beziehung.*

Mit der Erkenntnis der für das Eisbergauftreten bei Neufundland ausschlaggebenden Witterungsverhältnisse ist ja eigentlich das Ziel dieses Abschnittes erreicht. Aber die mathematische Darlegung der in den letzten Kapiteln in Worten erörterten Verhältnisse hat verschiedene Vorteile. Erstens müssen dabei die im vorstehenden herausgeschälten charakteristischen Merkmale nochmals kurz und einfach gefaßt werden, infolgedessen vermag das Folgende eine Verifikation der vorher entwickelten Ergebnisse darzustellen. Auch ist die Zurückführung physikalischer Tatsachen und Beziehungen auf die denkbar einfachste Form stets schon deshalb erstrebenswert, weil dann allerlei weitere Eigentümlichkeiten zu Tage treten können, welche bei der bloßen wörtlichen Darstellung nicht zum Ausdruck gelangen. Ferner ist der praktische Vorteil schätzbar, daß zu weiteren Betrachtungen der vollständige Entwurf von Wetterkarten überflüssig wird. Endlich lassen sich aus den Zahlen Kurven konstruieren, welche zur besseren Veranschaulichung dienen.

Fragen wir uns nun, wie die Merkmale, welche als die wesentlichsten gefunden wurden, sich in Zahlen fassen lassen, und welche überhaupt gefaßt werden müssen, so handelt es sich in erster Linie um den Druckunterschied zwischen Ostgrönland und Baffin-Bai. Dabei werden wir Punkte aus dem ostgrönländischen Meere wählen müssen und nicht etwa solche über dem Inlandeis, weil von jenem wenigstens die Beobachtungen für die Wetterkarten der Seewarte stammen, während über dem Inlandeis der Isobarenverlauf doch in allen Fällen nur vermutet ist. Nach den vorausgehenden Kapiteln braucht es nicht mehr weiter begründet zu werden, daß wir als bestes Kennzeichen für den ganzen Luft-

druckzustand bei Ostgrönland das Mittel aus den Luftdruckwerten folgender drei Punkte wählen: 75° N. B., 10° W. L.; 70° N. B., 0° W. L.; 65° N. B., 20° W. L. Und um die Druckverhältnisse im Bereich des Baffin-Bai-Minimums zu fixieren, wurden als die passendsten Punkte erachtet: 65° N.B., 60° W. L.; 60° N. B., 50° W. L. Auch aus diesen beiden wurde das Mittel gebildet. Indem der letztere Mittelwert von dem ostgrönländischen subtrahiert wurde für jede einzelne Sommerkarte, ergab sich in Zehntelmillimetern die Reihe A folgender Tabelle,

Eisjahr	A	B	C	D	E
1890	14	**4**	56	3	42
1885	29	3	87	1,4	41
1889	**44**	3	**132**	1,5	**66**
1884	24	3	72	1,7	41
1882	7	4	28	**4**	28
1894	22	3	66	1	22
1897	36	2	72	0,7	25
1888	20	2—4	60	3	60
1886	22	2	44	0,5	11
1887	9	2	18	0,7	6
1892	15	1	15	— 0,2	— 3
1896	7	2	14	0,7	5
1883	**— 10**	1	**— 10**	0,5	— 5
1893	26	1	26	0,2	5
1895	28	**1**	28	**— 1,2**	**— 34**
1891	3	3	9	0,9	3
Mittelwert der reichen Jahre	24	3	69	1,9	37
Mittelwert der armen Jahre	11	1,5	14	0,2	— 3

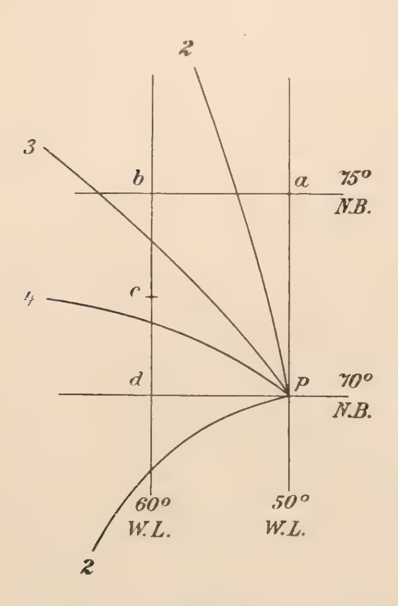
in welcher große Zahlen eisbergreichen Jahren zukommen müssen, kleinere Zahlen eisbergarmen Jahren. Obwohl die Reihe erst eine Bedingung zum Ausdruck bringt, so läßt sie doch schon diese gesetzmäßige Zuordnung der Zahlen erkennen, besonders in den Mittelwerten 24 und 11.

Schwieriger ist die Frage, wie die Bedingung eingeführt werden soll, welche über die Richtung der Winde bei den Fjorden aussagt. Eine der einfachsten Methoden wird folgende sein:

Die Windrichtung hängt ab vom Verlauf der Isobaren, und sie können wir je nach dem Winkel, den sie mit den Längen- oder Breitengraden bilden, in verschiedene Klassen einteilen, sodaß die erste Klasse

den für ein eisbergreiches Jahr günstigsten Kurvenverlauf, die letzte den ungünstigsten darstellt, und diesen verschiedenen Klassen können wir dann verschiedene einfache Zahlenwerte beilegen. Wir definieren also folgendes:

1. Wenn die Isobarenkurve vom Hintergrund der Fjorde aus in ihrem weiteren Verlauf zunächst parallel dem Längengrade bleibt, so legen wir diesem ungünstigsten Kurvenverlauf den kleinsten Wert 1 bei. (Beispiel Sommer 1894 und 1892.)



2. Wenn die Isobare von dem Fjordhintergrunde aus so verläuft, daß sie zwar sofort mit dem Längengrad einen Winkel bildet, aber doch den 75. Breitengrad zwischen den Punkten a und b der nebenstehenden Figur schneidet (Sommer 1895), so möge diese für ein reiches Eisjahr immer noch ungünstige Lage mit dem Zahlenwert 2 bezeichnet werden; ebenso wenn diese Kurve den 70. Breitengrad entweder zwischen p und d oder überhaupt nicht zum zweitenmal schneidet (Sommer 1886).

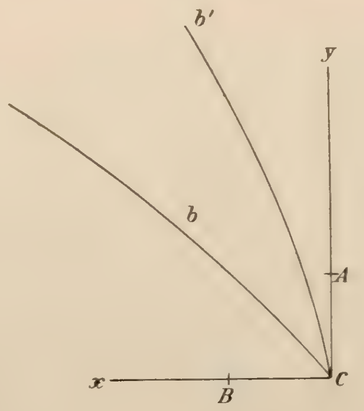
3. Wenn die durch den Fjordmittelpunkt gehende Isobare den 60. Längengrad zwischen b und c trifft (Sommer 1884), so komme dieser für ein reiches Eisjahr schon günstigen Lage der Wert 3 zu.

4. Wenn endlich von dieser Isobare der 60. Längengrad zwischen c und d geschnitten wird (Sommer 1889), so werde diesem für ein reiches Jahr günstigsten Kurvenverlauf das Gewicht 4 zugeordnet.

Auf diese Weise erhält man eine Reihe von Zahlen, von welchen jede einem bestimmten Eisjahr zugeordnet ist, und welche die Bedingung für ein um so reicheres Jahr ausdrücken, je größer sie sind. Es ist die Reihe B der Tabelle. — Zu dieser Bedingung kommt nun die erstentwickelte hinzu, die ebenfalls durch eine Reihe von Zahlen ausgedrückt wird, welche in demselben Sinne wächst oder fällt (Reihe A); beiden Witterungszahlen also ist der Bergeisreichtum der einzelnen Jahre direkt proportional, und deshalb brauchen wir beide nur zu multiplizieren, um schließlich zu einer einzigen Zahl zu gelangen, welche die wesentlichen Bedingungen zusammen in sich schließt, und welche, je größer sie ausfällt, desto mehr für ein reiches Eisjahr spricht. Diese aus A und B entstandene Reihe enthält die Kolumne C, und sie zeigt in der Tat, daß

hohe Zahlen durchweg eisbergreichen Jahren entsprechen, niedrige Zahlen eisbergarmen Jahren. (Die Eisjahre selbst sind abstufend geordnet.) Nur die Zahl von einem einzigen armen Jahre, nämlich von 1895, reicht gerade heran an die von einem einzigen reichen Jahre, nämlich 1882, im übrigen aber greifen die Zahlen der beiden Gruppen nicht ineinander über, und auch die Mittelwerte unterscheiden sich stark: 69 gegen 14.

Werfen wir noch einmal einen Blick auf die beiden getrennten Reihen A und B, so tritt in jeder derselben schon im ganzen die Zugehörigkeit von größeren Zahlen zu reicheren Jahren erkennbar hervor, und auch in den Mittelwerten spricht sich dies aus. Anderseits aber zeigt sich doch, daß diese Übereinstimmung mit der Stärke der Eisjahre besser vorhanden ist in der Reihe B als in der Reihe A. Daraus dürfte hervorgehen, daß von den wesentlichen Bedingungen die Richtung des Windes wiederum die wesentlichste ist, was auch nicht schwer verständlich ist. So ist z. B. auch das sehr reiche Jahr 1890 augenscheinlich nicht durch hervorragend hohen Druckunterschied, sondern durch die vorzüglichste Richtung des Windes zustande gekommen.



Nun kann man die Bedingung der Windrichtung bei den Fjorden noch nach einer zweiten Methode ausdrücken, die etwas komplizierter, aber vielleicht auch strenger ist und eine etwas stetigere Reihe liefert; man kann nämlich den Lauf der Isobarenkurve auch so festhalten, wie es ähnlich, doch nicht ganz gleich, bei anderen Kurven durch den Differential-Quotienten geschieht. Wenn in nebenstehender Figur die y-Achse den 50. Längengrad darstellt, die x-Achse den 70. Breitengrad, so wird die durch den Schnittpunkt C, also den Fjordhintergrund, gehende Isobare b auf eine Strecke hin ungefähr die Mitte zwischen beiden Achsen innehalten, falls die von C gleichweit abstehenden Punkte A und B die Luftdruckwerte b + a und b — a haben. Dagegen wird die Isobarenkurve mehr die Lage von b' einnehmen, also mehr nach Norden verlaufen, wenn der Luftdruckunterschied zwischen A und der Kurve geringer ist als der zwischen B und der Kurve, und vice versa. Der Luftdruckwert der Kurve ist nun immer der von C. Also werden wir stets den Verlauf der Kurve auf der nächsten Strecke von C aus festlegen können durch das Verhältnis der Luftdruckzunahme von C bis A zur Luftdruckabnahme von C bis B, durch dy : dx. Ein hoher Wert

dieses Quotienten wird für eisbergreiche Jahre günstiger sein, ein niedriger Wert für eisbergärmere Jahre; verläuft die Isobarenkurve von C aus unterhalb der x-Achse, dann wird die Größe negativ und zeigt auch wieder ärmere Jahre an. — Auf diese Weise wurden die Zahlen der Kolumne D der Tabelle erhalten. Das Verhältnis der Zahlen zueinander innerhalb dieser Kolumne wird ungefähr dasselbe sein müssen wie innerhalb der Kolumne B, da ja beide Reihen dasselbe ausdrücken, nur nach verschiedenen Methoden gewonnen sind. Das ist auch der Fall, abgesehen von geringen Abweichungen, die eben von der Unvollkommenheit der Methoden herrühren. Auch in dieser Reihe allein heben sich wieder reichere und ärmere Jahre schon einigermaßen voneinander ab. Multiplizieren wir sie aber mit der Reihe A und vereinigen damit die beiden wesentlichen Bedingungen zu einer einzigen Zahlenreihe E, so gibt uns diese ein der Reihe C analoges Bild, nur stufen sich darin die Zahlen gleichmäßiger ab und halten sich von großen Extremen fern; keine einzige Zahl eines ärmeren Jahres greift in das Intervall der reichen Jahre ein und umgekehrt.

Nach jeder der beiden Reihen C und E läßt sich nun sehr einfach eine Kurve konstruieren, die mit einer Kurve der Eisbergmengen verglichen werden kann. (Siehe die Kurven am Schluß.) Die Übereinstimmung sowohl der zweiten Kurve mit der ersten wie auch der dritten mit der ersten ist unverkennbar, sicher wenigstens betreffs des Vorzeichens der Schwankungen, zum Teil aber selbst im Ausmaß derselben. Der Trennungsstrich zwischen 1889 und 1890 in der Eisjahrkurve soll andeuten, daß der Maßstab für die beiden Teile der Kurve nicht der nämliche ist, was ja von der Verschiedenartigkeit der Quellen herrührt (siehe oben).

Überblicken wir einmal die Hauptmängel, welche dem in diesem Kapitel eingeschlagenen Verfahren notwendig anhaften! Da ist in erster Linie wieder geltend zu machen, was schon zu Anfang des vorigen Kapitels angeführt wurde, daß nämlich die Wahl der drei Monate nicht gerade für jedes einzelne Jahr die passendste ist. Dann kommt hier speziell hinzu, daß die einheitlich gewählten Punkte, deren Luftdruck ins Auge gefaßt wurde, nicht in jedem einzelnen Jahre die eigentlich gewollte Lage haben, also nur eine Annäherung bedeuten. So fallen z. B. in der zum Eisjahr 1882 gehörigen Karte die zwei Punkte der Baffin-Bai schon stark abseits von der Stelle des tiefsten Druckes, den sie doch eigentlich fassen sollen, und nur darauf ist es zurückzuführen, daß das Eisjahr 1882 in beiden Reihen (C und E) die etwas niedrige Witterungszahl 28 hat. Würde man diese nur methodischen Mängel abstellen, dann würde zweifellos die Übereinstimmung zwischen der Stärke der Eisjahre und der aufgestellten Witterungszahl noch bedeutend besser werden.

So darf es denn wohl als bestätigt und erwiesen gelten, daß die

Ursachen für das verschieden starke Auftreten des Gletschereises in den einzelnen Jahren bei Neufundland wirklich in denjenigen Eigentümlichkeiten der Sommerwetterkarte liegen, die bereits in den beiden vorausgehenden Kapiteln festgestellt sind.

c. Herbstwitterung des einem jeden Eisjahr vorausgehenden Jahres.

Während für die bisherige Untersuchung sich wenigstens ein faßbarer Ausgangspunkt nach Ort und Zeit geboten hatte, verlieren wir die Möglichkeit, die Verhältnisse nach Ort und Zeit zu fixieren, um so mehr, je weiter wir uns von der Geburtsstätte der Eisbergtrift entfernen: sie durchläuft weiterhin unkontrollierbare Strecken in unkontrollierbaren Zeiten. Darum würden, selbst wenn noch in den späteren Jahreszeiten durchgreifende Gesetzmäßigkeiten vorhanden wären, diese sich viel schwieriger erkennen und herausschälen lassen, und darum ist es zugleich günstig zu nennen, daß der Sommerwitterung bei weitem der Löwenanteil von der Entscheidung über ein neufundländisches Bergeisjahr zufällt.

Gleichwohl soll die Eisbergtrift auch fernerhin auf ihrer Bahn verfolgt werden, und wenn dabei z. B. gesagt wird, daß das Gros derselben Anfang Dezember Kap Chidley passiert, so ist diese Annahme ebenso wie andere natürlich nur als ganz rohe Annäherung aufzufassen.

Zunächst wird der Vollständigkeit halber die Herbstwitterung einer Betrachtung unterzogen werden, und es wird sich dabei die schon oben ausgesprochene Vermutung bestätigen, daß sie keinen differenzierenden Einfluß auf die Stärke der Bergeistrift der einzelnen Jahre mehr ausübt. Es wurden ganz ebenso, wie für die Sommerwitterung, Einzelkarten und Gruppenkarten entworfen. Danach konnte keine wesentliche Beziehung zwischen Witterungs- und Eisverhältnissen festgestellt werden, und es zeigte sich überhaupt, daß die Herbstwetterlage in den einzelnen Jahren weniger variiert. So beträgt z. B. der Druckunterschied zwischen Ostgrönland und Baffin-Bai für das Mittel der reichen Jahre 1,5 mm und für den Durchschnitt der armen 1,2 mm, während die entsprechenden Zahlen für die Sommerwetterkarten gelautet hatten 2,4 und 1,3; jene verhalten sich also nur wie 5 : 4, dagegen diese wie 2 : 1. Und betreffs des Isobarenverlaufs an der Küste der großen Fjorde verhalten sich die Herbstkarten noch viel gleichmäßiger: da zeigt sich nicht nur keine Regel, sondern fast überhaupt kein Unterschied.

Es ergibt sich also das Resultat: die Herbstwitterung der einzelnen Jahre bewirkt keine wesentlichen Unterschiede in dem Eisbergbetrag, welcher in dieser Jahreszeit noch in Trift gesetzt wird. — Nur eine geringe Ergänzung vermag in einem einzigen Jahre die Herbstwitterung

zu der des Sommers darzustellen, das ist das Eisjahr 1891. Die Witterung vom Sommer 1890 ist nämlich, wie schon oben zugestanden wurde, etwas besser, als daß man danach ein solch armes Eisjahr hätte erwarten sollen, wie es 1891 tatsächlich ist. Dafür war aber im Herbst 1890 das Baffin-Bai-Minimum fast verschwunden bis auf eine kleine Ausbuchtung um Grönlands Südspitze, das isländische Minimum dagegen tief und ausgedehnt, der ostgrönländische Hochdruck infolgedessen von geringer Ausdehnung, und gemäß dieser ganzen Wetterlage ein sehr minimaler Wind bei den Fjorden. Dadurch mußte der, wenn auch geringe Betrag an Eis, welcher bei normaler Wettergestaltung in den Herbstmonaten noch von Westgrönland abgetrieben zu werden pflegt, in diesem Falle verloren gehen. So wird die zu 1891 gehörige Sommerkarte durch die Herbstkarte ergänzt in dem Sinne, daß das Eisjahr 1891 mehr der Witterung entsprechend erscheint.

Bisher haben wir die Wirkung der Herbstwitterung auf ein Eisjahr von dem Gesichtspunkt eines weiteren Beitrags zur Eisbergmenge betrachtet; aber die Herbstwitterung kann auch nach einer anderen Richtung hin wirksam sein, nämlich in bezug auf den Transport der bereits in den kalten Strömungen befindlichen Eisbergmenge, die in den Sommermonaten bei den Fjorden in Trift gesetzt wurde und nun schon auf der ganzen Strecke zwischen Disco und dem Ausgange der Hudson-Straße verteilt sein mag in Gruppen oder vereinzelt. Während also diese Witterung einerseits die Aufgabe hat, noch Eis der Strömung zu überliefern, d. i. die Sommerwitterung in ihrer Wirkung zu unterstützen, hat sie zweitens die negative Aufgabe, das Eis wenigstens nicht mehr aus der Strömung herauszutreiben an eine Küste, wo es dann im Anfang des Winters durch das sich bildende Landeis festgehalten werden würde. (Zu einer solchen ablenkenden Wirkung ist ja der Wind imstande.) In Betracht kommt hierbei nur die Küste von Baffin-Land. — Bei Kap Walsingham und unmittelbar nördlich davon setzt sich niemals ein breiterer Streifen Landeis an, weil die von Norden kommende Strömung hart an der Küste vorbeisetzt um dieses Kap herum (Boas, Kane). Nördlich von Kap Walsingham wird deshalb nie Gefahr sein, daß die im Bogen von Osten kommenden Eisberge festgehalten werden, falls sie durch Winde nach dem westlichen Rand der Strömung getrieben werden sollten. — Aber südlich von Kap Walsingham ist eine Reihe von tiefen Buchten, in welche schwache Stromfäden abzweigen und umkehrend wieder herauskommen, und hier ist es wohl denkbar, daß einmal Eisberge hineingetrieben, durch einen ganz gelegentlichen Wind festgehalten werden und für kürzere oder längere Zeit anfrieren. In der Tat bringt hierfür Boas[16]) Beispiele. Um

[16]) P. M. Ergänzungsheft Nr. 80. S. 46.

also zu beurteilen, ob diese Buchten in solcher Weise eine größere Rolle spielen, haben wir uns die vorwiegenden Winde der Herbstmonate anzusehen. Danach aber kommen wir zu einem negativen Ergebnis. Denn wie sich bei den Herbstmonaten der einzelnen Jahre überhaupt in allen Punkten große Einheitlichkeit zeigte, so ist auch der Isobarenverlauf an dieser gebuchteten Küste von Baffin-Land in allen Jahren ausnahmslos der gleiche, und zwar so, daß die Winde überwiegend aus diesen Buchten herauswehen und niemals der vorbeiziehenden Eisbergmenge wesentlichen Abbruch tun können.

Die Strecke kann demnach als eine neutrale Zwischenstrecke auf der Bahn des Eises aufgefaßt werden, und diese Zeit, September—November, ist von den beiden im vorstehenden verfolgten Gesichtspunkten aus als neutrale Zwischenzeit im Entwickelungsgang eines Eisjahres anzusehen.

Alsdann aber tritt die Labrador-Küste hervor als diejenige Strecke, auf der die Eisbergmenge weiterer Beeinträchtigung unterworfen sein kann, und die Wintermonate bilden im ganzen die Zeit dafür.

d. Winterwitterung des einem jeden Eisjahr vorausgehenden Jahres.

Nachdem so das Bergeis durch die Strömung etwa den Herbst hindurch an Baffin-Land vorübergeführt worden ist, wird es ungefähr im Dezember am Ausgang der Hudson-Straße (Kap Chidley) anlangen. Zu diesem Zeitpunkt kommt man, wenn man für die Berge eine tägliche Triftgeschwindigkeit ungefähr zwischen 5 und 10 Seemeilen annimmt. Rodman setzt schon Ende Oktober und November an, aber nicht für die Berge, sondern überhaupt für das arktische Eis, und er scheint dabei das Hauptgewicht auf das Feldeis zu legen. Aber schließlich kommt es auch auf einen halben oder gar einen ganzen Monat nicht an. Wir können also annehmen, die Bergeismasse passiert dann im Gros etwa den Winter hindurch die Labrador-Küste, um in der Frühlingszeit bei Neufundland anzukommen. Dabei hat es nun allerlei Hindernisse zu überwinden an dieser zerklüfteten, klippenreichen und seichten Küste, die überdies mit einem breiten Saum von Küsteneis umgeben ist. (Diese Schicksale des Eises auf dem Winterwege schildert eingehend Rodman in der erwähnten kleinen Schrift.) Von den Witterungsverhältnissen in dieser Zeit wird es also unter Umständen abhängen können, in welcher Masse und zu welcher Zeit das Gletschereis bei Neufundland anlangt. Bei günstigem Wetter wird es gerade im Wintervierteljahr diese Küste passieren und dann schon im März mit seiner Hauptmasse bei Neufundland auftreten. Diese Frage nach der Zeit wird aber in einem folgenden Kapitel noch

besonders behandelt werden; hier interessiert uns nur jene Frage, ob auch auf die Menge der bei Neufundland ankommenden Berge das Winterwetter bei Labrador noch einen Einfluß hat.

Die allgemeine Wetterlage in diesem Vierteljahr ist folgende:

Der gewaltige Hochdruck über dem weiten nordamerikanischen Festland und dem arktischen Archipel, welcher bereits im Herbst sich zu verstärken beginnt, ist jetzt zur vollen Ausbildung gelangt, und ihm gegenüber steht ein tiefes Depressionsgebiet über der Südspitze von Grönland, der Dänemark-Straße und Island. Die nächste Folge hiervon und der Hauptunterschied zur Sommerwetterlage besteht darin, daß das Minimum in Baffin-Bai und Davis-Straße, welches bereits im Herbst mehr in den Hintergrund tritt, jetzt vollends verschwunden ist; über der Baffin-Bai liegt vielmehr das Grenzgebiet zwischen dem amerikanischen Hochdruck und dem südgrönland-isländischen Depressionsgebiet, und auf dieser Grenzzone herrscht ein außerordentlich steiler Gradient quer über die Davis-Strasse: im ganzen eine in bezug auf die Labrador-Küste viel gleichmäßigere Wetterlage, welche in den einzelnen Jahren nicht erheblich variiert, wenigstens nicht so, wie die der Sommermonate in bezug auf Westgrönland. Wegen dieser großen Gleichförmigkeit, besonders im Verlauf der Isobaren, ist diese Wetterlage denn auch nicht entscheidend wirksam für die Eismenge, wohl aber in geringem Grade modifizierend und ergänzend, ähnlich wie der Herbst. — Der kräftige Nordwestwind, welcher den ganzen Winter ziemlich übereinstimmend in allen Jahren weht, läßt sich in zwei Komponenten zerlegen, eine nordnordwestliche, die in die Richtung der Labrador-Strömung fällt, und eine senkrecht dazu, welche von der Küste weggerichtet ist. Jede dieser Komponenten hat eine Funktion für sich. Hier haben wir es nur mit der letzteren zu tun, während die erstere in einem späteren Kapitel (Zeit des Höhepunktes) zur Erörterung gelangt.

Die Funktion der senkrecht zur Küste gerichteten Komponente, des ablandigen Windes, ist folgende:

Die Labrador-Strömung läuft im allgemeinen etwas entfernt vom Lande, wie oben in der Strömungsuntersuchung dargelegt und begründet ist. Wenn nun in einem Jahre der Wind sehr wenig ablandig ist, vielmehr der Küste parallel weht oder gar noch in kleinem Winkel in das Land hinein, so ist es wohl denkbar, daß die Strömung sich vorübergehend etwas mehr an die Küste anlehnt, wie sie es ja infolge der Erdrotation tun müßte. Mit der Strömung gelangen aber auch die an ihrem inneren Rand treibenden Eisberge mehr nach der Küste hin, wo sie von dem sich in breitem Streifen jeden Winter ansetzenden Landeis festgehalten werden und außerdem durch die Klippen und den seichten Grund. Die

200 m-Linie hält sich im Mittel 100 km von der Küstenlinie entfernt, an manchen Stellen bis 140 km.

Es sind aber daneben noch zwei Kräfte vorhanden, welche bestrebt sind, das Eis stets mehr nach der Küste hinzutreiben: es sind dies die Erdrotation und die Gezeitenbewegung.

Durch die ablenkende Erdrotationskraft werden die Berge mehr nach rechts gedrängt als die Oberflächenströmung, da sie in tiefere Schichten hinabreichen, und eine Wasserschicht nach Nansen [17]) um so mehr abgelenkt wird, je tiefer sie liegt. Aber selbst von der Richtung dieser tieferen Schichten müssen die Eisberge noch um einen bestimmten Betrag nach rechts abweichen. Denn jeder bewegte Körper weicht nach rechts ab von der Richtung der ihn bewegenden Kraft, also die Eisberge von der Richtung der sie bewegenden Strömungsschicht (Mittellage). Wie groß diese Beträge sein werden, dafür fehlt die Erfahrung; aber sehen wir wenigstens, welchen Grad sie beim Winde erreichen! Schon in den Eistriften, in welchen der Tegetthoff und der Fox trieben, war die Abweichung von der Windrichtung deutlich bemerkbar[18]), und nach Nansens Beobachtungen[19]) betrug der Winkel, welchen die Richtung seiner Trift mit der des Windes bildete, im Mittel 28°, nach seiner theoretischen Berechnung sogar noch mehr. In fast völliger Übereinstimmung mit dieser Zahlenangabe befindet sich der auf dem Feuerschiff Adlergrund beobachtete Mittelwert für die Winkeldifferenz zwischen Strom- und Windrichtung, welcher nach Schott[20]) 25° beträgt. Auch für den Betrag, um welchen sich die Ablenkung der tieferen Schichten von der der oberen unterscheidet, führt Nansen bzw. Ekman bestimmte Berechnungen aus, welche allerdings wohl zu hohe Werte liefern. Aber jedenfalls dürfte nach alledem klar sein, daß das Streben der Erdrotation, die Eisberge an den westlichen Rand der Strömung und damit in den seichten und eisbesetzten Küstengürtel zu werfen, nicht gering zu veranschlagen ist.

Die andere, in dem nämlichen Sinne wirkende Kraft liegt in Ebbe und Flut. Daß durch Ebbe- und Flutstrom überhaupt die Eisberge in Bewegung versetzt werden können, dafür lassen sich J. Ross[21]), Kane[22]), Nares[23]), Sverdrup[24]) als Zeugen anrufen, und auch Rodman[25]) erwähnt,

---

17) F. Nansen, a. a. O. S. 362, 377.
18) K. Weyprecht, a. a. O. S. 225.
19) F. Nansen, a. a. O. S. 368—74.
20) G. Schott, Physische Meereskunde. Sammlung Göschen. Leipzig 1903. S. 147.
21) J. Ross, Zweite Entdeckungsreise. I. S. 216, 218, 219.
22) E. K. Kane, Arct. Expl. II. S. 302, 349.
23) G. S. Nares, a. a. O. S. 61.
24) O. Sverdrup, a. a. O. II. S. 22.
25) H. Rodman, a. a. O. S. 15.

speziell mit Bezug auf die Labrador-Küste, die hohen Gezeiten, durch welche das Eis dort mit dem Boden in Berührung gebracht werde. — An sich sind nun zwar die Kräfte von Ebbe- und Flutstrom offenbar von gleicher Größe. Allein eine Differenzierung in ihrer Wirkung kommt hier zustande durch die eigentümliche Beschaffenheit der Labrador-Küste, ihre Seichtigkeit, ihre Zerklüftung und vor allem ihren breiten und mächtigen Küsteneissaum. Eine Eismasse, welche durch eine gegen die Küste gerichtete Gezeitenbewegung in größere Küstennähe gebracht und dort vielleicht auf Grund gestoßen ist oder in festes Landeis, wo sie mit einfrieren kann, wird nicht durch eine gleich starke ablandige Bewegung wieder von der Küste entfernt, sondern es gehört eine etwas stärkere dazu. Die landauf gerichtete Gezeitenbewegnng ist sonach in ihrem Bestreben, das ganze Eis an die Küste zu werfen, stets wirksamer als die landab gerichtete in ihrer Tendenz, das Eis von der Küste zu entfernen. — Diese Differenzierung wird nicht sehr groß sein; aber es ist zu bedenken, daß sie sich summiert nach Ort und Zeit, da sie in Betracht kommt längs der ganzen Küste und durch den ganzen Winter. Das gleiche ist der Fall mit der Tendenz der Erdrotationskraft, das Eis aus der Strömung heraus nach Westen zu werfen, und endlich mit der Tendenz der Strömung selbst, infolge der Erdrotationskraft sich der Küste zu nähern. Alles in allem ist also zweifellos ein Streben des Eises, an die Labrador-Küste zu gelangen, vorhanden, und dieser Tendenz entgegenzuwirken, das ist die wichtige Aufgabe des ablandigen Windes bzw. der ablandigen Komponente des Windes, welche erstens auf die Strömung selbst wirkt und dadurch indirekt auf das Eis und zweitens auch noch direkt auf das Eis: eine Aufgabe, die der Wind nach den Ausführungen im ersten Hauptteil auch zu erfüllen vermag, zumal bei der Stärke, mit der er hier weht.

Daß die Verhältnisse wirklich so, wie hier dargestellt, sein müssen, kann endlich durch einen indirekten Beweis erhärtet werden. Wenn nämlich dieses Streben nach der Küste nicht vorhanden wäre, so müßte doch durch die heftigen ablandigen Winde das Eis mehr nach der östlichen Stromkante getrieben werden (man denke nur an das Seite 17 erwähnte Beispiel, wo es sich bloß um mittelmäßigen Wind von kürzerer Dauer handelte). Das ist aber nicht der Fall. Denn erstens sehen wir es bei Neufundland stets in der westlichen Stromhälfte, und zweitens weist auch eine Bemerkung von Garde[26]) darauf hin, daß es schon längs der Labrador-Küste stets mehr in der westlichen Stromhälfte treibt. Diese beiden Tatsachen werden wiederum nur durch die Annahme verständlich, daß ein

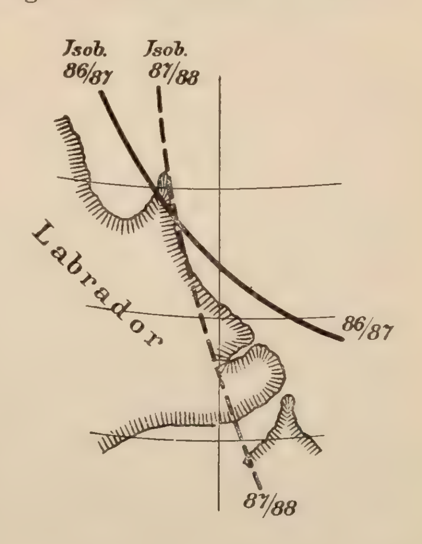
---

[26]) V. Garde, Isforholdene i de arktiske Have. 1903. S. XII.

Streben des Eises nach der Küste hin besteht, daß es aber durch die Winde in der Strömung gehalten wird.

Nach dieser Erörterung gehen wir nun zur Betrachtung der Winterwitterung im einzelnen über. Weil diese Witterung in Hinsicht auf die Menge der Eisberge nicht von entscheidendem, sondern nur von modifizierendem Einfluß ist, so brauchen von diesem Vierteljahr wieder nicht alle einzelnen Wetterkarten erläutert zu werden, sondern nur so viele, als genügen, um diese beiden Tatsachen zu beleuchten. Daß diese Witterungsepoche nicht entscheidend wirkt, wird illustriert z. B. durch das Jahr 1887, daß sie aber doch modifizieren und ergänzen kann, dafür bietet das Jahr 1888 einen Beleg.

Im Winter 1886/87 war die Richtung der Winde an der Labradorküste West bis Westnordwest (vgl. nebenstehende Figur), hatte also eine beträchtliche ablandige Komponente, und dazu war der Gradient nicht unerheblich. Diese Witterung ist so günstig wie in manchen reichen Jahren. Trotzdem ist das Jahr 1887 an Bergeis nur mittelmäßig oder arm ausgefallen. Ähnlich ist es z. B. mit 1892. Überhaupt verlaufen, was eisbergarme Jahre anlangt, nur in einem Falle die Winter-Isobaren an der Labrador-Küste in das Land hinein, in den andern Fällen heraus. Trotzdem sind diese Jahre nur arm ausgefallen; eine entscheidende Bedingung für den Eisbergreichtum eines Jahres kann also das Winterwetter an der Labrador-Küste nicht darstellen. Es ist dies ja auch klar, nachdem wir einmal als Hauptbedingung schon das Sommerwetter bei den Fjorden festgestellt haben. Wenn durch dieses bereits eine geringe Menge für das kommende Jahr bei Neufundland bestimmt ist, so kann daraus der Winter bei Labrador niemals ein reiches Jahr machen.



Anders ist es bei den Jahren, welche nach dem Sommerwetter bei den Fjorden als eisbergreiche Jahre entschieden sind. Bei diesen gibt es zwar nach der einen Seite hin ebenfalls keinen Einfluß mehr, aber der Einfluß nach der andern Seite, der vermindernde, kann hierbei merklich werden. Und dieser Fall liegt im Jahre 1888 vor. Dieses Jahr allein ist, obwohl bei den Fjorden zu einem noch reichen bestimmt, doch nur mittelmäßig oder gar arm bei Neufundland aufgetreten. In diesem Jahre geht an der Labrador-Küste die Isobare in das Land hinein (siehe die Skizze),

was sonst bei keinem reichen Jahre der Fall ist, und zwar so stark hinein, wie in keinem einzigen von allen Jahren überhaupt, sodaß die Winde an der mittleren Labradorküste in diesem Jahre bestenfalls der Küste parallel streichen, wahrscheinlich aber noch ein wenig auf die Küste zu. Gleichzeitig ist der Gradient der drittkleinste von sämtlichen Jahren; bildet man die Gradienten von November—Januar, so ist der von 1888 sogar der allerschwächste von sämtlichen Jahren. — So kam es, daß in diesem Jahre die vorstehend geschilderte Aufgabe des ablandigen Windes nicht erfüllt werden konnte, daß vielmehr das Eis mehr und mehr nach dem inneren Rande der Strömung gelangte, bis schließlich vielleicht der größte Teil an der Labrador-Küste festlag. Nun kam aber weiter hinzu (um dieses Jahr zu verstehen, wollen wir es gleich hier vollständig erledigen), daß auch im März die Winde in erheblichem Winkel auf die Küste zuwehten, nämlich direkt aus Norden, im April und Mai wehten sie der Küste parallel. Während unter diesen Umständen die Eismassen langsam zwischen den Klippen und den Feldeistrümmern der Küste entlang geschoben wurden, werden sie sich in hohem Maße aufgerieben haben, zumal da sie dann außerdem schon in die Schmelzperiode eintraten. Erst im Juni setzten dann endlich Westwinde ein, welche das durch mechanische Wirkung und Wärmewirkung bedeutend reduzierte Eis wieder in die Strömung brachten, von der es alsdann schneller nach Süden befördert wurde, um schließlich stark verspätet und, worauf es hier ankommt, stark vermindert mit seiner Hauptmasse am Endziel anzukommen, und zwar im Juli. — So findet bei dem Jahre 1888 die unvollkommene Übereinstimmung zwischen den nach der Sommerwetterkarte zu erwartenden und den tatsächlich eingetretenen Eisverhältnissen ihre ebenso ungezwungene wie hinreichende Erklärung in dem abweichenden Winterwetter bei Labrador. Nächst 1888 ist es der Winter 1890/91, in welchem der Wind am wenigsten ablandig war. Auch in diesem Falle hatte wohl die Labrador-Witterung einen etwas beschränkenden Einfluß und vermag so die kleine Lücke ausfüllen zu helfen, welche dieses Jahr oben noch gelassen hatte (Seite 83), indem auch seine Eisbergmenge doch etwas gering erschien im Vergleich zu der entsprechenden Wetterkarte.

II. Die Meereismenge.

a. Beziehung zwischen Eismengen und November—Januar-Gradienten.

1. Die Jahre 1882—1897.

War es schon bei den Eisbergen schwierig, die einzelnen Jahre nach ihrer Menge miteinander zu vergleichen, so ist das beim Feldeis noch miß-

licher, wenigstens für die Jahre vor 1890; denn die Begriffe „große Mengen Feldeis“ etc. sind sehr dehnbar und unbestimmt. Besser schon lassen sich die Jahre nach 1890 zu einander in Vergleich setzen, da von ihnen wenigstens jedes nur eine einzige Zahl hat. Die beiden nachstehenden Tabellen zur Übersicht der Feldeismengen in den einzelnen Jahren sind aus den schon oben (Seite 58) näher erörterten Quellen hergestellt und nach Methoden, die ebenfalls dort bereits dargelegt sind.

Eisjahr	„Große Mengen Feldeis“	„Eine Menge Feldeis“	„Feldeis“
1882	25	21	32
1883	37	25	18
1884	44	31	7
1885	77	21	7
1886	24	24	11
1887	62	22	11
1888	37	20	6
1889	25	7	0
1890	98	39	21

Eisjahr	Zahl der Feldeis-Meldungen
1890	1900
1891	257
1892	67
1893	33
1894	163
1895	65
1896	52
1897	439

Man wird immerhin nicht fehlgehen, wenn man nach diesen zwei Tabellen die Jahre beider Zeiträume folgendermaßen gruppiert:

Jahre	reich	normal	arm
vor 1890	1882, 1883, 1885, 1887,	1884	1886, 1888, 1889
nach 1890	1890, 1891, 1897	1894	1892, 1893, 1895, 1896

Sehen wir uns jetzt nach den Witterungsverhältnissen um, welche diese Verschiedenheit der Eisjahre bedingen! — Vorhergegangene Erwägungen über Herkunft und Verlauf der Feldeistrift legten mir die Vermutung nahe, daß das Auftreten des Feldeises bei Neufundland in erster Linie durch die unmittelbar vorausgehende Witterung bestimmt sein müsse (anders als beim Bergeis). Es fand sich denn in der Tat auf diesem Wege ein Zusammenhang mit der Witterung, den wir nunmehr ohne weiteres darstellen wollen, um erst dann die nähere Erklärung und Begründung desselben folgen zu lassen, die, wie gesagt, in dem Verlauf und Schicksal der Eistrift zu suchen ist. Wir berücksichtigen zunächst nur die Jahre 1882—1897. In der ersten Kolumne der folgenden Tabelle

Jahr	Gradient, gebildet zwischen 50° N. B., 70° W. L. und 60° N. B., 50° W. L.	Mittelwert des Gradienten	Monat des Höhepunktes
1890	**18,5**		**Januar-Februar**
1882	15,0		Februar
1885	13,5		Februar
1887	12,0	14,1	Februar
1897	14,0		Februar
1883	13,0		Februar
1891	12,5		März
1884	12,5	12,7	Februar
1894	13,0		März
1886	9,5		April
1888	8,5		April-Mai
1889	14,0		Mai-Juni
1892	9,5	10,1	April
1895	9,5		**Juni**
1896	12,0		Februar
1893	**8,0**		Februar

sind diese Jahre in abstufender Reihenfolge nach ihrer Feldeismenge geordnet, und die zweite Kolumne enthält die Luftdruckgradienten an der Labrador-Küste in den einer jeden Feldeissaison vorausgehenden drei Monaten November—Januar. Es springt sofort in die Augen, daß auch die zweite Kolumne eine gesetzmäßige Anordnung ihrer Glieder aufweist, indem von oben nach unten die Zahlenwerte abnehmen. Es haben sonach meereisreiche Jahre hohe Luftdruckgradienten in den vorhergehenden Monaten zur Voraussetzung, meereisarme Jahre aber niedrige Gradienten: ein Resultat, welches dem von Brennecke[27]) für die isländische Eisregion, in der es sich ja fast ausschließlich um Meereis handelt, abgeleiteten ganz analog ist. Nur von einem Jahre wird diese Regel völlig durchbrochen, nämlich von 1889, und ein weiteres Jahr fügt sich ihr nicht ganz, das ist 1887; der zum armen Jahre 1889 gehörende Gradient 14,0 ist erheblich zu hoch, der zum reichen Jahr 1887 gehörende 12,0 liegt ein wenig unter dem Mittelwert der Normaljahre.

Aber selbst diese beiden Abweichungen lassen sich erklären. Wenn eine reiche Feldeistrift zugleich von einer reichen Bergeistrift begleitet

[27]) W. Brennecke, Beziehungen zwischen der Luftdruckverteilung und den Eisverhältnissen des ostgrönländischen Meeres. — Ann. d. Hydr. 1904. S. 49.

wird, so wird das Feldeis offenbar auf dem Wege schon mehr aufgerieben, als wenn es ohne Berge treibt. Nun ist unter den feldeisreichen Jahren gerade 1887 eins der bergeisärmsten; in diesem Jahre hatte also das vorhandene Feldeis weniger unter der Zertrümmerung von seiten der Berge zu leiden, und so erscheint es einigermaßen begreiflich, daß das Feldeis ein wenig reichlicher auftrat, als es nach der Witterungszahl im Vergleich zu den übrigen Jahren zu erwarten war. — Der gleiche Grund in entgegengesetztem Sinne läßt sich für das Jahr 1889 geltend machen, indes genügt er selbstverständlich nicht, um den großen Widerspruch zwischen Feldeismenge und Witterungszahl in diesem Jahr gänzlich zu heben. Es sind aber in dem Jahre noch außergewöhnliche Umstände anderer Art im Spiele. Nachdem nämlich schon der Winter 1887/1888, der also einen Teil des Eises für die Feldeissaison 1889 zu bilden hatte, milder als gewöhnlich gewesen war, begann in der Arktis ein Sommer, welcher der allerwärmste wurde nach den Temperaturreihen von 1880—1895, die im dänischen meteorologischen Jahrbuch vorliegen. Es herrschten nämlich damals in den Monaten Juni, Juli, August folgende Mitteltemperaturen: in Upernivik 6,0°, in Jakobshavn 7,4°, in Godthaab 7,1° C. Dagegen ergibt sich als mittlere Sommertemperatur für diese Orte aus den Jahren 1881—1895 bzw. 3,7°, 5,8°, 5,6°. Mithin beträgt die positive Anomalie des Sommers 1888 bzw. 2,3°, 1,6°, 1,5°. Dadurch trat bereits in der Arktis ein ungewöhnlich starkes Zusammenschmelzen der ohnehin nicht großen Feldeismenge ein. Als das Eis im Winter an die Labrador-Küste gelangte, wurde es dann nur noch durch das im Winter 1888/1889 dort gefrorene Feldeis bereichert. Dieses Kontingent war aber ebenfalls nicht allzu groß, da der Winter an der Labrador-Küste, wenn auch nicht extrem milde, so doch milder als im Mittel war. Es traf somit eine Reihe abnormer Temperaturumstände zusammen, welche zur Folge hatten, daß zum Frühjahr 1889 für Neufundland ausnehmend wenig Feldeis zur Verfügung stand, und unter solchen Umständen allerdings mochte bei Labrador im Winter ein noch so starker Wind wehen, so konnte dennoch das Gesetz seine Gültigkeit nicht ganz behalten. Hier darf also mit vollem Recht das Wort angewendet werden: Ausnahmen bestätigen die Regel.

Es sei im Anschluß hieran gleich bemerkt, daß dieser extreme Ausnahmefall der einzige ist, in dem überhaupt ein Temperatureinfluß zur Geltung kommt. Es wurden die Lufttemperatur-Tabellen aus allen Jahreszeiten von verschiedenen Gesichtspunkten aus betrachtet, es konnte aber eine durchgreifende Gesetzmäßigkeit weder in Bezug auf Bergeis noch in Bezug auf Feldeis darin erkannt werden. Darum wurde von einer gesonderten Erörterung der Temperaturverhältnisse überhaupt in der vorliegenden Arbeit abgesehen.

2. Einige Jahre vor 1882 und nach 1897.

Nachdem im vorigen Kapitel aus zuverlässigem und vollständigem Witterungsmaterial der ursächliche Zusammenhang zwischen Feldeismenge und Witterung gefunden ist, erweist es sich nunmehr als möglich, noch einige weitere Jahre der Betrachtung zugänglich zu machen und an ihnen den erhaltenen Satz zu bestätigen. Denn hierzu brauchen wir nicht mehr wie bei dem Bergeis vollständige Wetterkarten, sondern nur die Luftdruckwerte von zwei ungefähr bestimmten Punkten.

Für das Eisjahr 1881 lassen sich die nötigen Gradientenwerte von Dezember 1880 und Januar 1881 aus zwei unvollkommenen Karten in dem Monthly Weather Review entnehmen, und der vom November 1880 kann durch einen angenommenen Wert ersetzt werden. Die Gradienten von Dezember und Januar zwischen denselben Punkten, die im vorigen Kapitel gewählt sind, haben die Beträge von 5,0 und 1,1 mm. Nimmt man für November den niedrigsten Luftdruckwert an, der in irgend einem andern Jahre vorkam, gleich 5,2 mm (November 1893), so ergibt sich für das Jahr 1881 ein vorausgehender November—Januar-Gradient von 3,8 mm; setzt man aber selbst den höchsten Wert an, der in irgend einem Jahre zu verzeichnen war, gleich 16,7 (November 1888), so resultiert ein November—Januar-Gradient von 7,6 mm. Auf alle Fälle also steht der Gradientenwert dieses Jahres noch zurück hinter dem kleinsten Wert unserer Tabelle Seite 98. — Und wie fiel die Feldeissaison 1881 aus? Auch hierfür fehlen zwar zahlenmäßige Angaben, aber soviel weiß man doch, daß das Jahr das eisfreiste war, welches Neufundland je gesehen hat (nach Schott[28]). — Somit fügt sich auch dieses Jahr vorzüglich dem durch die Tabelle des vorigen Kapitels dargestellten Gesetze.

Ähnlich läßt sich das Eisjahr 1880 einer Diskussion unterziehen. Dieses war im ganzen sicher ein eisreiches, da es öfter als solches erwähnt wird. Trennt man aber Bergeis und Feldeis, dann scheint es, daß es sich so wie 1889 verhielt und umgekehrt wie 1887, nämlich an Feldern arm war, an Bergen reich. Diesen Eindruck gewinnt man aus den beiden Kartenskizzen der Seewarte[29]). (Die textlichen Angaben vermögen keinen sicheren Aufschluß zu geben.) Und damit stimmt überein der Bericht in den Monthly Weather Review von 1880, wo die Eisbergmeldungen von Februar bis Juni tabellarisch verzeichnet, Felder aber gar nicht erwähnt sind. — Bildet man nun nach den Isobarenkarten, welche zufällig in den Monthly Weather Review enthalten sind (1881—1882, Maps), den Gradienten von November—Januar, so ergibt sich die Zahl 9,

---

[28]) P. M. 1897. S. 209.

[29]) Ann. d. Hydrogr. 1880.

das heißt eine Wetterzahl, die tatsächlich im Intervall der armen Jahre unserer Tabelle Seite 98 liegt.

Endlich kann noch an den Jahren nach 1897, für welche ebenfalls keine Wetterkarten der Seewarte vorliegen, das Gesetz geprüft und bestätigt werden. Denn von den beiden Punkten, zwischen denen der Gradient Seite 98 gebildet ist, liegt der eine in der Nähe von Quebec, der andere bei Ivigtut. Von jenem Orte besitzen wir meteorologische Daten in den Monthly Weather Review aus Kanada, von diesem in dem dänischen meteorologischen Jahrbuch. Danach sind die Gradientenwerte zwischen den im vorigen Kapitel gewählten Schnittpunkten folgende:

Eisjahr	1898	—	Druckdifferenz	13,2
„	1899		„	12,2
„	1900		„	9,6.

Da die Feldeismenge der Jahre 1898 und 1899 ungefähr dieselbe ist wie im Jahre 1894, das Jahr 1900 dagegen an Feldeis eins der ärmsten war, so fügen sich auch diese drei Fälle vollkommen passend in die Tabelle und das durch sie ausgedrückte Gesetz ein.

b. Graphische Darstellung der Beziehung.

In den beiden vorausgehenden Kapiteln ist eine Beziehung zwischen der Menge des in den einzelnen Jahren bei Neufundland auftretenden Feldeises und den unmittelbar vorausgehenden Luftdruckverhältnissen zu beiden Seiten der Labrador-Küste nachgewiesen für zwei volle Dezennien, und es ist keine einzige unerklärte Stelle in diesem Zeitraum übrig geblieben. Die Einfachheit der gefundenen Beziehung gestattet ohne weiteres eine graphische Darstellung, wenn auch das Eismengenverhältnis der einzelnen Jahre sich nicht absolut genau angeben läßt. Mag man auch das Ausmaß der Schwankungen in der Eismengenkurve an einigen Stellen verändern, der Parallelismus im Verlauf der beiden Kurvenzüge (siehe die Kurventafel am Schluß) bleibt jedenfalls unverkennbar bestehen.

c. Erklärung der Beziehung aus der Bedeutung der Labrador-Küste für die einzelnen Teile der Meereistrift.

Zum vollen Verständnis des festgestellten gesetzmäßigen Zusammenhanges ist es unerläßlich, in eine umfangreiche Betrachtung einzutreten über Herkunft, Verlauf und Schicksal der Meereistrift aus dem gesamten Bereich der Baffin-Bai. Es wird nachgewiesen werden, daß ein Teil des Meereises überhaupt nicht nach der Labrador-Küste bzw. nach Neufundland gelangt, und daß für den übrig bleibenden Teil die Labrador-Küste die Durchgangsstation bildet, nicht nur insofern, als das Eis an ihr entlang zieht, sondern in dem Sinne, daß es von ihr festgehalten oder freigegeben

werden kann. Um in dieser etwas weit ausgreifenden Darlegung geordnet vorzugehen, durchschreiten wir das in Rede stehende Meeresgebiet von rechts nach links, dringen also von Kap Farewell aus der grönländischen Westküste entlang hoch in die Baffin-Bai ein und kehren in den westlichen Strömungen nach Süden zurück.

1. Meereis von Ost- und Südgrönland.

v. Drygalski[30]) teilt das an der grönländischen Westküste überhaupt vorkommende „Scholleneis" oder Meereis in drei Arten ein: 1. Schollen, die von dem Ostgrönlandstrom um Kap Farewell geführt werden, 2. Schollen, die sich zwischen den Fjorden der Westküste gebildet haben, 3. Schollen, die von den Straßen und Sunden zwischen den amerikanischen Inseln kommen. Davon soll zunächst die erste Sorte verfolgt werden.

Wenn das Eis vom Ostgrönlandstrom um die Südspitze Grönlands befördert worden ist, so geht es, wohl infolge der Erdrotationskraft, der Hauptsache nach die Küste entlang nach Norden bis etwa in die Gegend von Godthaab, wo es dann völlig zusammenschmilzt. Dieses Verhalten prägt sich auf den Skizzen von Garde aus, und auch v. Drygalski[31]) traf zwischen 62° und 64° N. B. dichte Schwärme von Scholleneis des Ostgrönlandstromes. Desgleichen spricht sich Nares[32]) in diesem Sinne über das Schicksal der Trift aus.

Zum Teil aber auch hat das Eis, ebenso wie die Strömung, ein Bestreben, sich nach Westen hin auszudehnen, und von diesem Teil des Eises eben könnte eine gewisse Menge in die Labradorströmung und bis nach Neufundland gelangen. In der Tat jedoch ist es nicht der Fall, es schmilzt vielmehr in den wärmeren Wassern der mittleren Davis-Straße schnell weg. Im Jahre 1881 zerstreute sich nach dem Bericht von Holm[33]) einmal bei anhaltenden Nordwinden eine Menge Eis sehr weit über die Davis-Straße nach Westen hin und kann vielleicht bis zur Labradorströmung gelangt sein. Aber Holm versichert dann, daß dies ein Ausnahmefall gewesen sei, und nimmt in Übereinstimmung mit Kapitän Graah und Admiral Irminger an, daß sonst das Eis zweifellos vollkommen schmelze, bevor es in die Mitte der Davis-Enge gelange. Ebenso äußert sich F. Wandel[34]) in Bezug auf das Eis des Ostgrönlandstromes: „elle ne se réunit jamais avec celle du Courant du Labrador ou le Vestis".

Wenn man so nach Zusammenstellung der bisher in der Literatur

---

30) E. v. Drygalski, Grönl. . . . I. S. 419.
31) Ebenda. S. 420.
32) G. S. Nares, a. a. O. S. 8 u. 9.
33) Meddelelser om Grönland. VI. 1883. S. 218.
34) Ebenda. VII. 1893. S. 255.

vorhandenen Begründungen schon zur Ansicht kommen muß, daß kein wesentlicher Bestandteil von Eis des Ostgrönlandstromes nach Neufundland gelangt, so wird diese Meinung bestätigt durch unser Eismaterial.

Wenn ein Einfluß der Eismasse von Ostgrönland auf die bei Neufundland vorhanden wäre, so müßte dieser doch offenbar am deutlichsten zum Ausdruck kommen bei demjenigen ostgrönländischen Eisbetrag, welcher dem Höhepunkt der dortigen Eissaison angehört, d. i. im Durchschnitt den Monaten April und Mai. Verfolgen wir nun einmal das in diesen Monaten bei Südgrönland auftretende Eis auf dem gedachten Wege über die Davis-Straße nach Neufundland und lassen ihm möglichst kurzen Weg und möglichst große Geschwindigkeit zukommen, so müßte es zum mindesten 1—2 Monate gebrauchen, um bis Neufundland zu gelangen, müßte also dort im allgemeinen Ende Mai und Anfang Juni sich zeigen. Nun hat aber diese Zeit bei Neufundland im Durchschnitt überhaupt keine beträchtlichere Feldeismenge mehr aufzuweisen, da ist vielmehr dort die Feldeissaison schon fast vorüber. Einen wesentlichen Bestandteil des bei Neufundland auftretenden Meereises kann also das ostgrönländische Eis schon gar nicht ausmachen.

Jetzt kann man noch einen Schritt weiter gehen, nämlich von diesen mittleren Verhältnissen zur Betrachtung der einzelnen Jahre. Im Jahre 1881 war nach Holm das um Südgrönland kommende Eis einmal außergewöhnlich weit nach Westen ausgedehnt; dieses Jahr war aber bei Neufundland das absolut eisärmste. — In dem Jahre 1891, als der ostgrönländische Strom eine ungeheuere Menge Eis nach Island beförderte[35]), hat v. Drygalski auf seiner Fahrt durch die Davis-Straße gar nichts von ostgrönländischem Scholleneis gesehen[36]), was auch zu den dänischen Eisberichten stimmt. Wenn also ein reiches ostgrönländisches Eisjahr sich nicht einmal mehr bei Südwestgrönland und in der Davis-Straße bemerkbar zu machen vermag, wieviel weniger wird noch Eis von diesem Teil nach Neufundland hinübergelangen können! Ferner hat v. Drygalski im Jahre 1892 größere Mengen Scholleneis in der Davis-Straße beobachtet[37]), und auch die dänischen Berichte sprechen von „kompakten Massen in großen Dimensionen an Länge, Breite und Höhe", und sogar die westlichsten Schiffe trafen Eis. Aber bei Neufundland ist auch dieses Jahr eins der ärmsten an Meereis. Ganz ähnlich wie 1892 lagen die Verhältnisse im Jahre 1896. Im Gegensatz hierzu war im Jahre 1897 die Eissaison bei Südwestgrönland „unbestreitbar milde", bei Neufundland dagegen sehr streng.

---

35) W. Brennecke, a. a. O. S. 51.
36) E. v. Drygalski, Grönl. . . I. S. 420.
37) Ebenda. S. 420.

Von 1897 ab stehen zum Vergleiche die Eisskizzen von Garde zur Verfügung, sogar von einzelnen Monaten. Auch sie lassen einen Zusammenhang mit dem Eisauftreten bei Neufundland schwerlich erkennen. Selbst in dem besten der Fälle, wo ein solcher Zusammenhang herausgelesen werden könnte, ist doch die betreffende Eismenge bei Neufundland noch so geringfügig gewesen, daß sie nichts zu ändern vermag an dem Resultat:

Praktisch ist der Meereisbetrag, welcher von Ostgrönland nach Neufundland gelangt, gleich Null, d. i. er ist, wenn überhaupt vorhanden, verschwindend gegenüber den anderen nach Neufundland gelangenden Meereiskontingenten.

2. *Meereis von der westgrönländischen Fjordküste.*

Die zweite Art des längs der grönländischen Westküste vorkommenden Meereises ist jenes, das an dem südlichen und mittleren Teil dieser Küste selbst entstanden ist zwischen den Fjorden. Dieses hat nach v. Drygalski[38]) „für die Triften des offenen Meeres keine Bedeutung, weil es nicht so stark ist, wie die beiden anderen Arten, und zum größten Teil in den Fjorden und Buchten selbst auch wieder vergeht. Es wächst an der Westküste nördlich bis zur Melville-Bai hinauf nicht länger als einen Winter und hat im Gegensatz zu dem Eis des Ostgrönlandstromes und dem der Baffin-Bai eine einfache Zusammensetzung und Entstehung, die nur im Hintergrund der Fjorde durch zwischengepackte Trümmer gestört wird.“ Den Vorgang der raschen Auflösung selbst beschreibt der Autor an einer zweiten Stelle (Seite 428—429) seines Werkes ausführlich. Uns genügt es indes, zu wissen, daß dieses Eis nicht über den Ort seiner Entstehung hinauskommt, somit für Neufundland belanglos ist.

3. *Westeis.*

Die dritte Art des Meereises ist das im allgemeinen auf der Trift nach Süden begriffene Eis im Bereich der Mitteleis- und Westeis-Strömung und weiter südlich im Bereich der Labradorströmung, welches unter dem Begriffe Westeis zusammengefaßt wird im Gegensatz zu dem im Osten der Davis-Straße und Baffin-Bai entweder nordwärtstreibenden oder an Ort und Stelle verschwindenden Eise. Dieses Westeis gelangt in der Breite von Disco oft bis an diese Insel selbst heran, also in den Bereich der grönländischen Küste, wie schon oben angeführt und begründet ist. Dieses Eis stammt aus der Melville-Bai, dem Smith-Sund, den nordwestlichen Straßen und Sunden und von der Küste von Baffin-Land. Kein Meereis aber bildet sich im allgemeinen über der Fläche des Nordwassers, und wie es

---

[38]) E. v. Drygalski, Grönl. . . I. S. 420.

scheint[39]), bleibt auch die Mitte der Baffin-Bai, also der schon südlich vom Nordwasser liegende Teil, etwas mehr von Eisbildung und -anhäufung verschont. Vorwiegend wird sich das Eis wohl an die durch die zwei Strömungen vorgezeichneten Bahnen halten, das Eis der Melville-Bai und ein Teil des Smith-Sund-Eises wird in der Mitteleis-Strömung südwärts treiben als „middle-ice" (Mc Clintock), und die Eiskontingente aus den nordwestlichen Straßen und von der Küste von Baffin-Land werden vorzugsweise auf dem Wege der Westeis-Strömung den Stätten der Vernichtung zustreben und den „great pack" bilden, der sich im Jahre 1851 vom Lancaster-Sund in ununterbrochenem Zuge bis Kap Walsingham ausdehnte mit einer Breite von mindestens 200 Seemeilen[40]).

Zwar wird das Südwärtstreiben von Eis durch die Baffin-Bai ziemlich ununterbrochen das ganze Jahr hindurch vor sich gehen, denn die Polaris-Leute z. B. waren auf ihrer Trift oben in der Baffin-Bai schon Mitte November wieder von jungem Eis umgeben, welches dem alten sich anschloß. Aber dennoch kann für Neufundland zweifellos nur ein Teil dieser ganzen Jahrestrift von Bedeutung sein. Das erhellt schon daraus, daß ja die Feldeissaison bei Neufundland sich nicht auf ein volles Jahr verteilt, sondern nur auf drei bis vier Monate beschränkt; und welcher Teil jener Trift es ist, das ergibt sich aus folgenden Überlegungen. — Diejenige Meereismasse der nördlichen Baffin-Bai, welche im Hochsommer ihre Reise nach dem Süden antritt, ist begreiflicherweise bei weitem die Hauptmasse. Dazu kommt, daß sie auch gerade die allerbeste Aussicht hat, sich bis in möglichst niedrige Breiten zu halten; denn je mehr sie nach Süden vorrückt, in desto kältere Jahreszeiten kommt sie hinein, und geht die kalte Jahreszeit vollends zu Ende, so kann diese Hauptmasse bereits am Endziel angelangt sein, relativ unversehrt, und kann dann erst dort, bei Neufundland, zum Schmelzen gelangen. Dasjenige Meereis dagegen, welches schon im Frühjahr und Spätwinter in der nördlichen Baffin-Bai von den Küsten abtreibt, trifft mit südlicheren Breiten zugleich immer wärmere Monate und kommt in die wärmste Jahreszeit hinein, wenn es Kap Chidley erreicht, schmilzt dann natürlich schon dort zusammen. Endlich dasjenige Eis, welches erst nach dem Sommer, also im Herbst und Anfang Winter, von den hochnordischen Küsten gelöst wird, mag zum Teil durch das Wintereis zwischen Kap Kater und Kap Dier festgehalten werden (diese Strecke wurde von der Hauptmasse gerade im Hochsommer und Herbst passiert), und wenn es weiter treibt, zieht es im Frühjahr die Labrador-Küste entlang, wo es schon im Nu schmilzt.

---

39) **G. Robinson**, Supplem. . . S. 6.

40) **E. K. Kane**, The U. S. Gr. Exp. S. 391.

An diese letztere Tatsache erinnert auch Robinson[41]), indem er von den Schollenfahrern der Polaris, welche im März und April von zerbrochenem und zerstückeltem Eis umgeben die Labrador-Küste passierten, folgendes ausführt: „They appear to have passed Davis-Strait with the end of the pan, drift or loose ice. No doubt a considerable body was formed after they left and continued flowing out, but it could not exist in the sea southward of Cumberland island after February."

Die Menge Meereis, welche aus der hochnördlichen Baffin-Bai für Neufundland überhaupt nur in Betracht kommt, ist demnach die, deren Aufbruch in den Hochsommer fällt.

Jetzt gehen wir einen Schritt weiter und sehen zu, in welcher Stärke denn dieses Quantum des Westeises im allgemeinen an der Labrador-Küste anlangen wird. — Das Eis kommt her zum Teil aus engen Kanälen mit steilen Küsten, wo es durch die vereinte Wirkung von Wind und Strömung gewöhnlich mehr zerstückelt, zusammengepackt und aufgehäuft wird als an einer dem freien Meere zugekehrten Küste. Es stammt ferner zum Teil aus einer Gegend (Smith-Sund), wo die Polarfahrer (Bessels, Hayes, Nares) überrascht wurden von Stürmen aus allen Richtungen, Föhnerscheinungen, Tauwetter mitten im Winter, kurzum von dem launigsten Wetter, nach Hayes' Worten „dem echtesten flatterhaften Mädchen, welches Mama Natur zur Mutter hat". Infolge aller dieser Umstände ist das Eis dort oben schon so höckerig und so unregelmäßig zusammengesetzt, daß einer von Hayes' Begleitern seiner Unlust zur Weiterfahrt auf einer Schlittentour in den drastischen Worten Luft machen onnte: „Besser würden wir ja über die Häuser von New York hinwegfahren." Ist so das Eis schon dort aus tausend Stücken der verschiedensten Größen, der verschiedensten Spannungen und Härtegrade zusammengekittet zu förmlichen Mosaikgebilden, so wird diese seine Eigenschaft noch verstärkt auf dem langen Wege bis zur Labrador-Küste, den es alsdann zurückzulegen hat, auf dem jedes Feld, jedes Eisstück dem anderen ein Feind ist, und auf dem alle jene wilden Szenen unwiderstehlicher Gewalt sich abspielen, welche Weyprecht[42]) in so lebendiger und anschaulicher Schilderung vor Augen führt: die molekularen und mechanischen Kräfte halten da das Eis in ihrer beständigen Herrschaft, Temperaturwechsel, Winde, Strömungen, Wellen, Dünung und Gezeiten. Unter dem wechselnden Spiel aller dieser Kräfte bilden sich bald hier bald da Waken und Sprünge, die Massen schieben sich übereinander und zerstören sich gegenseitig, neugeordnet frieren darauf die einzelnen Stücke wieder zu-

---

41) G. Robinson, Supplem. . . S. 9.

42) K. Weyprecht, a. a. O.

sammen bei anderen Temperaturen usw. Wenn dann endlich das so zugerichtete Eis die niederen Breiten erreicht und mit dem offenen Wasser in der Davis-Straße in Berührung kommt, genügt bisweilen ein Windstoß, eine kräftige Dünung, verbunden mit geringer Temperaturerhöhung, um in kleine und kleinste Trümmer zu legen, was noch soeben zu wahren Bergen gepackt und getürmt war. So ging es schließlich der Scholle der Polaris-Leute[43]) in der Labradorströmung, und so beobachtete es Mc Clintock[44]) ebenfalls in diesen niederen Breiten an einer Scholle, die in der kurzen Spanne einer halben Stunde sich in ein Labyrinth von Stücken verwandelte, sodaß die ursprüngliche Zusammengehörigkeit überhaupt nicht mehr zu erkennen war.

Doch hören wir über jene Vorgänge der Verheerung im treibenden Meereis sogar bei negativen Temperaturen wenigstens einen Augenzeugen! Kane[45]) schreibt: „The changes of this ice at temperatures far below the freezingpoint confirm the views I formed upon my last cruise as to the limited influence of direct thaw. I am convinced, that the expansion of the ice after the contraction of low temperatures, and the infiltrative or endosmometric changes thus induced, the differing temperatures of sea water and ice, and their chemical relations, the mechanical action of pressure, collapse, fracture, and disruption, the effects of sun-heated snow-surfaces, falls of warm snow, currents, wind, drifts, and wave-action, all this leave the great mass of the Polar ice-surfaces so broken, disintegrated, and reduced, when the extreme cold abates, and so changed in structure and molecular character, that the few weeks of summer thaw have but a subsidiary office to perform in completing their destruction."

Die vorstehenden Ausführungen berechtigen jedenfalls zu dem Schluß, daß selbst die Hauptmasse des aus der hohen Baffin-Bai und ihren nördlichen Ausläufern treibenden Meereises, d. h. die im Hochsommer aufbrechende, für Neufundland doch bei weitem nicht eine so große Rolle spielt, wie es von vornherein wohl scheinen mag. Ein noch bestimmteres Urteil hierüber wird sich aussprechen lassen, nachdem dieses Eis mit dem an der Labrador-Küste gewachsenen verglichen ist, und das wird im übernächsten Kapitel geschehen.

Es sei im Anschluß hieran noch einer kleinen Eismasse gedacht, die zwar nicht streng zum Westeis gehört, aber doch diesem wenigstens unmittelbar vorausgeht, gewissermassen seinen Vorläufer darstellt: das ist der „slob", welchen Robinson[46]) ausführlich behandelt. Das ist eine ver-

---

[43]) E. K. Kane, The U. S. Gr. Exp. S. 396, 399.
[44]) Mc Clintock, a. a. O. S. 105.
[45]) E. K. Kane, Arct. Expl. I. S. 242.
[46]) G. Robinson, Supplem. . . S. 10ff.

hältnismäßig kleine und wenig widerstandsfähige, weiche Eismasse, die aus Schnee und kleinen, von dem Jungeis der Küsten früh abgerissenen Eisstücken zusammengebacken ist, und die von den Küsten der Baffin-Bai und des Cumberland-Sundes herstammt, besonders südlich von Kap Walsingham. Er soll seine Bildung dem Wind und dem Seegang verdanken zu einer Zeit nicht sehr starken Frostes (Herbst), soll infolge seines großen Luftgehaltes sehr leicht sein und mit riesiger Geschwindigkeit befördert werden. Er kommt auch zuerst bei Belle Isle an. Seine Masse kann aber, wie gesagt, gegenüber der ganzen Eistrift vernachlässigt werden. — Eigentlich ist noch eine kleine Eismasse zu unterscheiden, das „sheet ice", welches aber nur ein verstärkter slob zu sein scheint, etwas dichter und fester.

4. Meereis aus der Hudson-Strafse.

Ist das Westeis auf seiner Trift nach Süden bei Kap Chidley angelangt, so wird ihm ein weiterer Eisbetrag einverleibt, welcher aus der Hudson-Straße kommt und zum Teil in dieser Straße selbst entstanden ist, zum Teil den im Hintergrund sich anschließenden großen Becken, der Hudson-Bai und dem Fox-Becken, entstammt. Zur Entscheidung der Frage, ob dieser Teil der Meereistrift beträchtlich ist, können wir uns auf drei von Robinson[47]) angeführte Kenner der dortigen Verhältnisse stützen. Leutnant A. R. Gordon berichtet: „it appears probable, that no very extensive body of ice adds to the volume flowing South in the early period of obstruction. In May and June the volume may be considerable, but it may not materially add to the stream from the North about that time." Also nur im Mai und Juni wird allenfalls eine nennenswerte Menge herausbefördert, aber sie hat für die südliche Trift keine Bedeutung aus dem einfachen Grunde, weil sie in diesen wärmeren Monaten rasch am nördlichsten Teil der Labrador-Küste schon schmilzt. Kapitän Guy ist der Meinung, daß der größere Teil des Hudson-Bai-Eises das offene Meer überhaupt nicht einmal zu erreichen vermag, sondern vorher vergeht. Und ähnlich ist die Auffassung von Kapitän A. Jackman.

5. Meereistrift längs der Labrador-Küste.

Auf unserer Wanderung von rechts nach links im Bogen durch die Baffin-Bai und Davis-Straße sind wir hiermit bei der letzten Etappe angelangt. Indem wir jetzt die Eistrift längs der Labrador-Küste verfolgen, haben wir vornehmlich mit zwei Teilen zu rechnen: erstens mit dem Rest der von Norden gekommenen Trift des Westeises, deren größerer Teil

---

[47]) G. Robinson, Supplem. . . S. 9, 10.

durch die feindlichen Kräfte im Verein mit seiner eigenen Massenhaftigkeit aufgerieben wurde, zweitens mit dem Eis, welches an der Labrador-Küste selbst gebildet ist. Daß hiervon der letztere Teil für Neufundland die Hauptbedeutung hat, leuchtet ein, wenn man bedenkt, in welch zerstückeltem und mosaikartigem Zustand die nördliche Eistrift hier anlangt (siehe vorvoriges Kapitel), während der ganze Gürtel des Labrador-Eises aus neu gefrorenen, also zusammenhängenden, ausgedehnten, relativ unversehrten Feldern besteht, welche noch nicht jene gewaltigen, die endgültige Vernichtung vorbereitenden Metamorphosen durchgemacht haben und darum auf der Reise bis Neufundland weit besser den zerstörenden Kräften Trotz bieten werden. Diese Ansicht, daß das Labrador-Eis bei Neufundland überwiegt, ist auch von Robinson[48]) vertreten, ist ferner schon von der Deutschen Seewarte[49]) ausgesprochen in einem kurzen Bericht über das Eisjahr 1890, welches durch sein Meereis ebenso oder vielleicht noch mehr vor allen übrigen Jahren hervorragt wie durch seine Bergeismenge.

Der Zeit nach fallen beide Teiltriften, Labrador-Eis und Rest vom Westeis, zusammen; denn die Hauptmasse des nördlichen Eises passiert nach Robinson ungefähr Mitte Oktober Kap Walsingham, treibt also im Winter an der Labrador-Küste vorüber, und ihm gesellt sich unaufhörlich Eis von der Labrador-Küste bei. Ungefähr von Februar bis Mai tritt dann das ganze Meereis bei Neufundland auf.

Wie verhalten sich nun diese beiden Meereis-Kontingente, die allein noch in Betracht kommen, zur Witterung an der Labrador-Küste?

Das Labrador-Eis ist natürlich zunächst geschlossen an die Küste angelehnt. In einer einzigen ruhigen Novembernacht überzieht sich nach Robinsons Beschreibung der Ozean meilenweit mit einer Eisdecke, die zwar dünn ist und durch den Wind sofort wieder zertrümmert wird, aber durch den Wind dann auch zusammengetrieben und aufgehäuft wird und durch Zusammenfrieren an der Küste eine dicke Schicht bildet, welche sich halten kann. Dieser Vorgang schreitet weiter und weiter, bis nach wenigen Wochen eine feste Eisdecke an der insel- und buchtenreichen Küste von Klippe zu Klippe sich erstreckt und davor weit in den Ozean. Das davor entlang treibende hocharktische Eis unterstützt diese Entwickelung, indem es zum Teil Ansatzpunkte darbietet, zum Teil die Kraft des hinderlichen Seeganges schwächt[50]). Auch reichliche

---

48) G. Robinson, Supplem... S. 4.
49) Ann. d. Hydrogr. 1890. S. 232.
50) F. v. Richthofen, Führer f. Forschungsr. S. 363/64.

Bildung von Grundeis findet längs der ganzen Küste statt[51]). — Damit nun von diesem Eisgürtel, der immer weiter in den Ozean sich hinausschiebt, große Flächen abgerissen und in die von der Küste etwas entfernte Strömung getrieben werden zur Beförderung nach Süden, sind eine notwendige Voraussetzung die ablandigen Winde, und je stärker diese sind, desto größer wird die Eismenge sein, welche der Strömung überliefert wird. Ablandig sind aber die Winterwinde bei Labrador stets mit ganz seltenen Ausnahmen (1888), wie weiter oben schon gezeigt ist; es bleibt also für die Bestimmung der Eismenge, die bei Neufundland auftreten soll, lediglich die Stärke dieser Winde übrig, d. h. die Größe des Gradienten ungefähr zwischen Südgrönland und der Mündung des St. Lorenz-Flusses. — Damit ist die vorher aufgefundene Beziehung zwischen Meereismenge bei Neufundland und Wintergradient bei Labrador zu einem Teil verständlich gemacht.

Es erübrigt noch, auch für den zweiten Bestandteil der Meereistrift, nämlich den hocharktischen, jene Beziehung zu rechtfertigen. Man könnte glauben, dieser Teil wäre nach der Menge, in der er bei Neufundland auftreten soll, schon auf seinem vorausgehenden Wege bestimmt, für ihn könnte die Labradorwitterung keinen Ausschlag mehr geben. Sie gibt jedoch im Gegenteil auch bei ihm den einzigen Ausschlag, wie Theorie und Erfahrung lehren.

Die nämlichen Kräfte, welche für das Bergeis angeführt wurden (Seite 92ff.), verleihen mit geringen Modifikationen auch dem Meereis das Streben, an die Küste zu gelangen und in dem Labyrinth von Riffen, Buchten und Inseln und dem dazwischensitzenden Küsteneis gefangen gehalten zu werden. Verstärkend hommt hier nur noch hinzu, daß das Meereis viel leichter von jedem jeweiligen Wind beherrscht wird, und daß infolgedessen z. B. bei gelegentlichem Wind aus dem östlichen Quadranten das ganze Eis binnen wenigen Tagen schon fest an die Küste gelegt sein kann. Um es dann aber wieder frei zu machen und dem Meere zu übergeben, ist ein ablandiger Wind von größerer Dauer und Stärke erforderlich. Es wird sonach auch für diesen Teil des Eises von der mittleren Stärke des ablandigen Windes während der ganzen in Betracht kommenden Zeit abhängen, wieviel von ihm in der Strömung gehalten und nach Neufundland befördert wird.

Soviel sagt die Theorie. Und mit den direkten Beobachtungstatsachen steht diese Auffassung in Einklang. Nach dem Zeugnis der „ice masters", welches Robinson[52]) anführt, entfernt sich die arktische

---

[51]) H. Rodman, a. a. O. S. 16.

[52]) G. Robinson, Supplem. . . S. 15, 20.

Eistrift überhaupt nicht mehr als 100 Seemeilen mit ihrem äußeren Rand von der Küste, und mit ihrem inneren Rand ist sie stets an die Küste angelehnt. wenigstens auf der mittleren Strecke der Labrador-Küste. Daß gerade da besondere Anhaufung stattfindet, liegt wohl in der Küsten- und Bodengestaltung begründet. Die Küste bildet da nämlich einen stumpfen Winkel gegen das Meer hin. Zugleich schwingt sich gerade im Süden dieser Strecke der Kontinentalsockel weiter nach Osten vor. und da die Strömung um diese Ecke scharf herumbiegen muß. werden wahrscheinlich auf der vorspringenden Spitze viele Eisberge auf Grund geraten; gestrandete Eisberge bilden aber stets selbst in geringer Zahl ein großes Hindernis für treibende Meereismassen. — Ein zweiter Erfahrungsbeweis ist schon darin enthalten, daß das ganze Beobachtungsmaterial, welches Robinson zu seiner Darstellung des Verlaufs der Eistrift verarbeitet hat. zum größten Teil von Bewohnern der Labrador-Küste herrührt; diesen steht aber nur eine Sichtweite von etwa 30 km zu Gebote. Also muß der innere Rand der Eistrift immer in der Küstennähe sein. — Als eine bemerkenswerte Tatsache bezeichnet es darum Robinson, daß im Jahre 1885 arktisches Meereis ausnahmsweise schon bei Neufundland auftrat, ohne vorher an der Labrador-Küste gesehen worden zu sein. Von unserem Standpunkt aus ist dies nicht mehr so rätselhaft, denn 1885 hatte einen sehr hohen Gradienten und ist als sehr meereisreiches Jahr ausgefallen.

Damit wird unsere Behauptung genügend belegt sein, daß auch das hocharktische Eis an die Labrador-Küste strebt, daß es bei Ostwind oder Windstille ganz an die Küste gerät und später dort schmilzt, daß es bei ablandigem Wind je nach der Stärke desselben mehr oder weniger weit nach Osten ausgedehnt und zu einem mehr oder minder großen Teile in der Strömung gehalten wird zur Beförderung nach Neufundland, kurz, daß auch bei diesem Meereiskontingent der Wintergradient an der Labrador-Küste darüber entscheidet, in welcher Stärke es später bei Neufundland auftritt.

6. Zusammenfassung.

Die fünf letzten Kapitel ergaben also folgendes: Ein Teil des Meereises vom ganzen Bereich der Baffin-Bai gelangt überhaupt nie an die Labrador-Küste, erst recht nicht nach Neufundland, so das vom Ostgrönlandstrom um Kap Farewell geführte, ferner das Buchteneis von der westgrönländischen Fjordgegend und das Eis aus der Hudson-Straße. Der größte Teil des bei Neufundland auftretenden Meereises stammt von der Labrador-Küste selbst, hauptsächlich aus Feldern, weniger aus Packeis bestehend. Und hierzu kommt eine relativ geringere Menge des vom hohen Norden heruntertreibenden Westeises, welches vorwiegend Packeis

ist. Aber auch für dieses bildet die Labrador-Küste gewissermassen eine Durchgangs- und Kontrollstation.

So kann man denn die Labrador-Küste als das eigentliche Eismagazin betrachten, welches im allgemeinen (Ausnahmen sind natürlich denkbar, etwa ungewöhnlich milde Winter) reiche Vorräte beherbergt, die nur auf günstigen Wind warten, um nach Neufundland zu gelangen, andernfalls an der Küste selbst im Sommer schmelzen. Damit wird zur Genüge verständlich gemacht sein, inwiefern der oben gefundene Zusammenhang bestehen kann, inwiefern die nach Neufundland treibende Meereismenge im ganzen von dem Wintergradienten bei Labrador abhängig ist.

C. Kleinere Eigentümlichkeiten und Verschiedenheiten in ihrer Abhängigkeit von Witterungsverhältnissen.

Wenn auch die Unterschiede der einzelnen Eisjahre in ihrer Gesamtmenge an Bergeis und Feldeis bei weitem die hervorstechendsten und interessantesten sind, so läßt doch ein tieferer Einblick in Eistabellen oder -karten noch eine Reihe von kleineren Verschiedenheiten im Verhalten der Eistrift der einzelnen Jahre erkennen, Verschiedenheiten in der örtlichen wie in der zeitlichen Verteilung. Diese sollen in den folgenden Kapiteln noch ihre kurze Erörterung finden, wobei zum Teil wieder Gletschereis und Meereis getrennt werden müssen.

I. Verschiedenheiten in der zeitlichen Verteilung.

a. Gletschereis.

1. Zeit des Höhepunktes der Gletschereistrift bei Neufundland.

Beim Gletschereis beansprucht die größte Aufmerksamkeit die Dauer und die Zeit seines Aufenthaltes bei Neufundland. Beide sind unabhängig von der Gesamtmenge; es kann eine sehr reiche Eistrift bei Neufundland ebensogut kurzen wie langen Verlauf haben, ebensogut in eine spätere wie frühere Zeit des Jahres fallen, wie die Tabellen zeigen.

Wir behandeln hier zunächst die Zeit des Eisvorkommens und knüpfen dabei die ganze Betrachtung an den Monat des Höhepunktes. Nach der folgenden Tabelle, die aus dem Material der Monthly Weather Review und der Pilot Charts hergestellt ist, fiel das maximale Eisauftreten bei Neufundland am häufigsten in den Mai, nämlich sechsmal, viermal schon in einen früheren Monat und sechsmal in einen späteren. — Dabei ist zu bemerken, daß im Jahre 1890 der April zwar nach den in den Pilot Charts

abgezählten Bergen nicht das absolute Maximum darstellt, dieses fällt vielmehr in den Juni. Allein bei diesem phänomenalen Jahr kann von einem Höhepunkt eigentlich kaum die Rede sein, es hatte auch im April schon eine Zahl, die nur um 1/5 hinter der des Juni zurückblieb und größer war als bei manchen anderen Jahren die jährliche Gesamtzahl. Es ist ja fraglich, ob diese Unmassen vom Jahre 1890 überhaupt auf 100 Berge genau abgezählt werden konnten.

Jahr	Monat der maximalen Eisfracht	Gradientensumme der vorausgehenden Winter- und Herbstmonate	Mittelwert d. Gradientensumme
1883	**März**	**19**	19
1887	März	19	
1884	März	18	
1890	April	19	
1894	Mai	19	15
1882	Mai	15	
1897	Mai	15	
1892	Mai	14	
1886	Mai	13	
1885	Mai	12	
1891	Juni	17	12
1895	Juni	11	
1896	Juli	15	
1889	Juli	12	
1893	Juli	11	
1888	**Juli**	**10**	

Es wurde von den Herbstmonaten der Luftdruckgradient gebildet zwischen 65° N. B., 70° W. L. und 65° N. B., 60° W. L., bezogen auf 111 km, von den Wintermonaten der Gradient zwischen 50° N. B., 70° W. L. und 60° N. B., 50° W. L., ebenfalls auf 111 km bezogen. Beide Gradienten wurden addiert und diese Summe mit 10 multipliziert. So ergaben sich die Zahlen der dritten Kolumne von vorstehender Tabelle.

Daß sich hierin ein absolut strenges Gesetz ausprägen wird, ist ja bei einem so unbestimmten Moment, bei dem noch die verschiedensten anderen Faktoren mitwirken können, kaum anzunehmen. Macht es doch schon einen zeitlichen Unterschied, ob die Hauptmasse der Berge Anfang Juni oder erst Ende August die Fjorde verließ. Trotzdem tritt eine Gesetzmäßigkeit in der Tabelle sicher hervor, besonders in den Extremen und in den Mittelwerten.

Die Erklärung des Zusammenhanges ist einfach. Wie schon weiter oben auseinandergesetzt ist, wehen im Herbst vor der südöstlichen Baffin-Land-Küste in der Regel Nordwinde, im Winter längs der Labrador-Küste Nordwestwinde, also in beiden Fällen Winde, die keine großen Winkel mit der Strömung bilden. Die in die Strömung fallende Komponente wird also auf diese beschleunigend wirken. Daß Strömungen überhaupt innerhalb kürzerer Zeiträume merklich in ihrer Geschwindigkeit variieren können, ist durch Meinardus für den Golfstrom bekannt (a. a. O.); auch Garde weist in seinem letzten Bericht über die arktischen Eisverhältnisse mehrmals auf die ungewöhnliche Geschwindigkeit hin, welche die Ostgrönland-Strömung in diesem Jahre (1903) gehabt haben müsse. Ähnlich also wird in den einzelnen Jahren die Labrador-Strömung und damit indirekt das von ihr beförderte Eis durch Winde in der Geschwindigkeit beeinflußt werden können. Dieselben Winde wirken außerdem direkt auf die Geschwindigkeit des Eises. Da nun die Stärke des in Betracht kommenden Windes durch die Gradienten zwischen den zwei gewählten Punktepaaren angenähert zum Ausdruck gebracht wird, so kommt es, daß, wie die Tabelle zeigt, ein hoher Wert der Gradientensumme einem frühen Auftreten der Eisbergmassen. und ein niedriger Wert einem späteren Auftreten derselben bei Neufundland entspricht.

2. Dauer der Gletschereistrift bei Neufundland.

Großen Schwankungen von Jahr zu Jahr unterliegt auch die Dauer der Eistrift bei Neufundland. Dieser Begriff ist zunächst festzulegen. Es hat offenbar keinen Sinn, dabei solche Monate noch mitzurechnen, in denen nur einige Male ein vereinzelter Eisberg gesichtet wurde. Denn solche vereinzelten Berge, die vielfach in den ersten oder letzten Monaten erscheinen, stellen doch nur die äußersten Vorläufer oder Nachzügler der Eistrift dar, einer Eistrift, die ein Jahr vorher hoch im Norden begann, die dort während mehrerer Sommermonate vielleicht in verschiedenen Etappen gelöst wurde, dann in größeren und kleineren Gruppen die Reise antrat, auf dem langen Wege infolge der mannigfaltigsten Einflüsse wieder die verschiedensten Verteilungen einging; z. B. braucht nur durch einen ganz gelegentlichen Sturm an der Labrador-Küste zufällig ein Häufchen Berge auf Grund gesetzt zu werden oder hinter eine schützende Klippe, um dann vielleicht für Monate dort unbeweglich liegen zu bleiben, bis sie endlich, nachdem sie genügend abgeschmolzen sind, sich wieder vom Boden erheben, von einer starken Flutwelle hinausgeführt werden in die Strömung und so zuletzt bei Neufundland erscheinen, wo es wiederum vom Zufall abhängt, ob sie unbemerkt ihren Untergang finden oder vorher von einem Schiffsführer als gefährliche Vagabunden erkannt und

dann in einem Eisjournal erhalten bleiben als seltene Vertreter: „Eisberge im Dezember". Solche kleinen Erscheinungen also müssen außer acht bleiben, wo es sich um große Ursachen handelt. Es wurde deshalb als Anfangs- bzw. Endmonat der gerechnet, welcher zum vorhergehenden bzw. folgenden einen deutlichen Sprung in der Eismasse erkennen läßt, sodaß das Eismengenverhältnis des betreffenden Grenzmonats und des vorausgehenden oder nachfolgenden Monats mindestens größer ist als $^3/_1$ oder $^4/_1$. Nur bei den beiden Jahren 1896 und 1897 wurde von dieser Richtschnur abgewichen. Im Jahre 1896 folgen auf den September zwei Monate mit zwar merklich geringerer, aber unter sich gleicher Eismenge; sie konnten nicht beide weggelassen, auch nicht beide mitgezählt werden, wurden darum als einer gerechnet. Ebenso wurden vom Jahre 1897 die Monate September und Oktober als ein voller Monat mit in die Dauer des eigentlichen Eisjahres einbezogen.

Nach der Dauer sind dann die Jahre in der Tabelle der folgenden Seite in abgestufter Reihenfolge geordnet: die längste Dauer hatte das Eisjahr 1890, die kürzeste 1886. Fügt man jedem Jahre die entsprechende Herbst-Winter-Gradientensumme bei, wie es in der dritten Kolumne geschehen ist, so gibt sich auch darin eine Abstufung von hohen zu niedrigen Werten zu erkennen, ebenso in den Mittelwerten, welche die vierte Kolumne enthält. Die Dauer der Gletschereissaison ist somit der Gradientensumme der vorausgehenden 6 Monate direkt proportional, wobei Gradientensumme in demselben Sinne zu verstehen ist, wie er Seite 113 festgelegt wurde.

Wie erklärt sich diese Erscheinung? — Der Wind findet an einigen Eisbergen günstige Angriffsflächen, an anderen weniger günstige, die einen treibt er mit Feldeis zusammen, die anderen allein, die einen ganz in der Nähe der Küste, wo sie stranden, die anderen draußen im freien Fahrwasser, die einen im strömungslosen Küstenwasser, wo sie fast nur seiner Herrschaft unterstehen, die anderen im Bereich der vollen, konstanten Strömung, wo seine Macht erst in zweiter Linie (nach der Strömung) zur Geltung kommen kann. Das alles verursacht Differenzierungen, und diese werden natürlich um so größer, je stärker der Wind ist. Durch stärkeren Wind wird also, kurz gesagt, die ganze Eistrift mehr auseinandergerissen, ohne Wind bleibt sie, nur der Strömung folgend, mehr beisammen.

Diese Erklärung steht nicht etwa im Widerspruch mit der Erfahrung der Polarfahrer über die aufstauende, also sammelnde Wirkung des Windes. In solchen Fällen nämlich handelt es sich stets um einen Wind, welcher sich gedreht hat, oder welcher der Strömung entgegenweht, oder welcher gegen ein festes Hindernis, etwa eine Küste, gerichtet ist. Nichts davon liegt hier vor.

Jahr	Dauer des Eisjahres in Monaten	Gradientensumme der vorausgehenden Winter- und Herbstmonate	Mittelwert d. Gradientensumme
1890	10	19	19
1894	8	19	18
1884	8	18	
1896	8	15	
1887	7	19	17
1891	7	17	
1897	7	15	
1883	6	19	14.5
1882	6	15	
1885	6	12	
1889	6	12	
1892	5	14	12
1895	5	11	
1893	5	11	
1888	5	10	
1886	4	13	

Die Dauer der Eistrift wird noch durch andere Umstände mit beeinflußt werden. Ein solcher ist vielleicht auch die Ablandigkeit der Winde bei Labrador. Wenn sie stark von der Küste abwehen, wird fast alles Bergeis draußen in der Strömung gehalten werden und relativ beisammen bleiben. Ist dagegen die ablandige Komponente gering, dann kommt ein Teil der Berge an der Küste zum Stranden, wird also verzögert, während andere weitertreiben; das bedeutet wieder eine Differenzierung im Weg und damit auch in der Zeit. — Die zwei Jahre, welche am wenigsten in die Tabelle passen, sind 1896 und 1886: das eine hat einen etwas zu niedrigen Gradientenwert, das andere einen zu hohen. Dafür verhalten sich nun diese beiden Jahre in Bezug auf die Ablandigkeit der Winde gerade umgekehrt: bei 1896 gehen die Isobaren weit mehr ins Land hinein als bei 1886. Damit ist die Abweichung vielleicht einigermaßen erklärlich gemacht.

Ein Vergleich der Ergebnisse von diesem und dem vorigen Kapitel führt zu dem Schluß, daß Dauer einer Bergeissaison und Zeit ihres Höhepunktes Funktionen eines und desselben Witterungsfaktors sind; diese

beiden Attribute müßten demnach auch untereinander in dem Verhältnis der Zugehörigkeit stehen: mit einem frühen Höhepunkt müßte eine lange Dauer der Eistrift verbunden sein und umgekehrt. In der Tat ist das nach den Tabellen auch der Fall und ist auch plausibel.

3. Besondere Abweichungen vom gewöhnlichen Verlauf der Gletschereistrift in einzelnen Jahren.

Wenn auch Dauer und Höhepunktszeit der Gletschereistrift bei Neufundland in den einzelnen Jahren verschieden sind, so nimmt doch die Trift im ganzen einen gleichartigen Verlauf insoweit, daß die Eismenge allmählich ansteigt bis zum Höhepunkt und allmählich wieder nachläßt. Allerdings wird bei einer Dauer von 4 Monaten der Vorgang weniger allmählich sein können als bei 10 Monaten; aber jedenfalls kommt es nie vor, daß die Eissaison mit einem Höhepunkt plötzlich beginnt oder endet, sondern mit dem Höhepunkt wird im allgemeinen auch die Eistrift als Ganzes mehr nach dem Anfang oder dem Ende eines Jahres verschoben. Dieser allgemeine gleichmäßige Verlauf, wie er sich in den Eistabellen kundgibt, ist am Schlusse in einer Kurve dargestellt, welche folgendermaßen konstruiert ist: es wurden die Eisjahre so untereinander gestellt, daß alle Höhepunktsmonate senkrecht untereinander zu stehen kamen, dann wurden die Eismengen der Höhepunktsmonate sowie die der vorausgehenden und nachfolgenden Monate addiert. — Der Kurvenzug zeigt, daß die jährliche Eistrift bei Neufundland nur einen absoluten Höhepunkt besitzt, daß die Eismenge ziemlich rasch bis zu diesem ansteigt, daß dann aber das Absteigen allmählicher vor sich geht.

Dieser normale Verlauf der Gletschereissaison läßt nur sehr geringe Variationen zu.

Eine kleine Abweichung brachte z. B. das Jahr 1882, insofern damals nach dem Monat des absoluten Maximums, dem Mai, nur noch drei Monate lang Eisberge angetroffen wurden, Welche besondere Ursache das bewirkt haben mag, wird sich schwer angeben lassen.

Etwas merkwürdiger ist die Eigentümlichkeit des Jahres 1884, welche darin besteht, daß nach dem Monat des maximalen Auftretens, dem März, noch ein sekundäres Maximum im Spätsommer eintrat. Diesem ungewöhnlichen Verhalten dürfte wenigstens zum Teil eine Stauung durch Wind zugrunde liegen. Der Wind wehte nämlich im Juli östlich von Neufundland und östlich von der Labrador-Küste aus Süden. Infolgedessen wurden im Juli auf der Bank schon wenig Eisberge mehr gesehen, aber noch zahlreiche bei Belle Isle. Im August ging der Südwind in Südwest über, und es erschienen auf der Bank schon mehr Berge als im Juli. Endlich im September kamen bei Westwinden noch

große Mengen des vorher gehemmten Eises, welches wohl am südlichen Teil der Labrador-Küste gelegen hatte, heruntergezogen und trieben über der Bank umher; einmal wurden sogar 319 Berge zwischen Kap Freels und Kap Race gesichtet, eine Zahl, mit welcher dieser September einzig dasteht unter allen Eisjahren, selbst 1890 nicht ausgenommen.

Eine dritte auffallende Störung im normalen Verlauf der Bergeissaison weisen vier Jahre gemeinschaftlich auf: in den Jahren 1887, 1894, 1895 und 1897 stieg die Eisbergmenge nicht stetig bis zum Höhepunkt an, sondern der April brachte einen vorübergehenden Rückgang derselben. Da die Erscheinung zugleich in allen vier Jahren mit einer plötzlichen Abnahme, teils völligem Verschwinden des Feldeises verbunden ist, welches im vorhergehenden Monat noch stark vertreten war, so müssen entweder diese beiden Erscheinungen, Rückgang des Bergeises und Verschwinden des Feldeises, in ursächlichem Zusammenhang miteinander stehen, oder aber es müssen beide die Folge einer und derselben Ursache sein. Das letztere ist am wahrscheinlichsten und läßt an Schmelzvorgänge denken: es kann der April entweder besonders warm oder besonders regenreich oder besonders nebelreich gewesen sein; alle drei Eigenschaften verursachen ein stärkeres Schmelzen jeglichen Eises. Dabei kommt das dritte Moment doppelt in Betracht, denn es bewirkt außer einer tatsächlichen noch eine scheinbare Verminderung des Eises, da bei Nebel weniger Eis gesichtet wird und zur Meldung gelangt als bei klarem Wetter. Es können auch noch andere Umstände im Spiel sein. Die einzelnen streng nachzuweisen, ist kaum möglich. An Nebel steht nur für eins dieser Jahre genügendes Material zur Verfügung, im Regen ist nichts Besonderes zu erkennen, und was Temperaturen anlangt, so ist man auf die nächstgelegene Station St. Johns angewiesen. Danach war allerdings im Jahre 1897 der Übergang der Mitteltemperatur des März zu der des April der größte von irgend zwei Monaten, auch bei 1895 zeigt sich das einigermaßen, aber nicht bei den beiden anderen. Ferner war der Betrag der Temperaturschwankung im April 1894 und 1897 größer als in gewöhnlichen Jahren und größer als in irgend einem anderen Monat dieser beiden Jahre. Und solches trägt ja ebenfalls zur größeren Zerstörung von Eismassen bei.

b. Meereis.

Weniger als beim Gletschereis verdienen bei der Meereistrift die einneren Variationen von Jahr zu Jahr Beachtung. Von Unterschieden in der Dauer kann schon gar keine Rede sein. Denn die ganze Meereissaison währt im Durchschnitt überhaupt nur drei bis vier Monate. Bei so

kurzer Zeit kann aber das Variationsintervall kaum viel größer sein als das Fehlerintervall bei der Abschätzung der Dauer.

Dagegen die Zeit, in welche die ganze Meereistrift fällt, kann sehr wohl in den einzelnen Jahren verschieden sein, bald früh, bald spät. Sie muß deshalb erörtert werden. Wir bestimmen sie wieder ebenso wie beim Bergeis nicht nach dem ersten Anfangspunkt der Trift, sondern nach dem Höhepunkt derselben. Dieser ist für jedes Jahr in der vierten Kolumne der Tabelle Seite 98 angegeben. Danach fällt er im Durchschnitt etwa auf Anfang März, oft aber schon auf Anfang Februar und bisweilen erst auf Mai und Juni. Wenn nun auch wegen der Unbestimmtheit der Meldungen, der Unsicherheit der Abschätzungen und der Mangelhaftigkeit der Definitionen ein scharfes Gesetz sich hierbei nicht ausprägen kann, so ist doch eine gewisse Regelmäßigkeit in der Anordnung dieser Kolumne nicht zu verkennen: einer hohen Gradientensumme entspricht eine frühe Saison, einer niedrigen Summe eine späte. Vor allem trifft die Regel ausnahmslos zu bei sämtlichen meereisreicheren Jahren. Wo sie versagt, das sind nur drei Fälle, und gerade solche, bei denen der Mangel am leichtesten sich rechtfertigen läßt: es sind nämlich die drei allerärmsten Jahre 1889, 1893 und 1896; es ist aber verständlich, daß bei so geringen Meereismengen, wie sie diese Jahre aufwiesen, ein Höhepunkt kaum mehr recht zu unterscheiden ist, da hier die Unterschiede in den Eismengen der einzelnen Monate schon innerhalb der Fehlergrenzen des Materials, d. h. der Eismeldungen, liegen dürften.

Aus dieser Regel in Verbindung mit dem Gesetz für die Menge ergibt sich ohne weiteres die zweite Regel, daß beim Meereis auch Menge und Zeit des Auftretens in einem Verhältnis der Zugehörigkeit stehen: eine meereisreiche Saison fällt in eine frühere Zeit des Jahres als eine arme.

Selbst wenn man von dem Höhepunkt absieht und den allerersten Beginn ins Auge faßt, kommt die obige Beziehung noch zum Ausdruck, wenn auch schwach. Bei Robinson[53]) finden sich nämlich zwei Tabellen, welche die Ankunft des Meereises bei Neufundland für die einzelnen Jahre bis 1887 verzeichnen. Danach traf es am spätesten ein in den Jahren 1881 und 1886. Und diese beiden sind ja die feldeisärmsten von 1880—1887.

c. Gletschereis und Meereis.

Vergleicht man endlich beide Eisarten miteinander in Hinsicht auf zeitliche Verteilung, so springt der große Unterschied ins Auge, sowohl in der Dauer wie im Höhepunktsmonat.

---

[53]) G. Robinson, Supplem. . . ., S. 14, 19, 20.

Daß die Meereissaison nur bis in den Anfang des Sommers reicht, während die Gletschereistrift sich im Durchschnitt viel länger hinzieht, ist einfach durch den verschiedenen Grad der Zerstörbarkeit bedingt. Im Mai und zuweilen auch im Juni liegen zwar an der Labrador-Küste noch riesige Mengen Meereis. Aber sobald sie südwärts treiben, schmelzen sie rasch weg und vermögen meist die Breite von Belle Isle schon nicht mehr zu erreichen.

Es fällt aber auch die Meereistrift im ganzen auf einen früheren Teil des Jahres als die Bergeistrift. Der Monat des maximalen Auftretens ist nämlich für das Meereis im Mittel der März (Anfang März), für das Gletschereis aber erst der Mai. Dafür lassen sich zwei Ursachen angeben. Erstens wird ein Teil des Meereises schon auf der südlichsten Strecke der Labrador-Küste gebildet, dieses liegt also sozusagen vor der Tür und kann von den Winterstürmen in kurzer Zeit und in noch ungeminderter Menge herbeigeschafft werden. Ferner besteht ja in Bezug auf die Einwirkung des Windes eine erhebliche Differenz zwischen Bergeis und Feldeis. Da nun der Wind, wie wir sahen, für beide die Zeit zu bestimmen hat, so wird sich auch hierin eben sein differenzierender Einfluß geltend machen; er wird von der Gesamteistrift das Feldeis vorausstreiben.

Hier ist es am Platze, auch auf die Verschiedenheit der Bedingungen wieder hinzuweisen, denen beide Eisarten unterliegen. Beim Feldeis sind es die nämlichen Witterungsverhältnisse, welche Menge und Zeit des Auftretens bestimmen, während beim Gletschereis die Witterungsumstände, von denen diese beiden Attribute abhängen, ganz verschiedene sind.

II. Verschiedenheiten in der örtlichen Verteilung.

Ähnlich wie zu Anfang der Erörterung der Dauer die Einschränkung gemacht werden mußte, daß dabei nicht die allerletzten Ausläufer in Betracht kämen, muß auch die Betrachtung der örtlichen Variationen mit der Bemerkung eingeleitet werden, daß es sich hier nicht um die geringfügigsten äußersten Zipfel handeln kann, nicht um verirrte Berge und Schollen, sondern um den Standort vom Gros oder wenigstens von größeren Mengen des Eises. Denn nur hierfür werden sich ursächliche Zusammenhänge mit Witterungsverhältnissen noch erkennen lassen, und das noch mäßig, da bei diesen Dingen wohl nicht eine einzige bestimmte Ursache in Frage kommt; diese Verteilung wird vielmehr zu einem Teil schon vorbereitet sein durch diejenige Anordnung, in welcher die Eismasse auf der letzten Strecke der Labradorküste entlang trieb, zu einem andern Teil aber erst durch die Winde bei Neufundland selbst bedingt werden.

Was die mittleren Eisgrenzen betrifft, so sind dieselben für die einzelnen Monate von Schott durch Linien und von Dunwoody durch eine Tabelle festgelegt.[54])

Es mögen die Verschiedenheiten der örtlichen Verteilung in einzelnen Jahren erst in ostwestlicher, dann in nordsüdlicher Richtung betrachtet werden. An systematischem Beobachtungsmaterial stehen hierfür außer den wenigen Karten der Seewarte nur die Pilot Charts zur Verfügung, hauptsächlich kommen also die Jahre von 1890 ab in Betracht.

Von sämtlichen Jahren zeichnet sich 1890 dadurch aus, daß das Eis bei Neufundland in fast allen Monaten, besonders aber im April und Mai, sich sehr weit nach Osten erstreckte, wie aus den Karten der beiden angeführten Quellen ersichtlich ist. Im April lag der Kernpunkt der Eismasse sogar östlich von 40° W. L., und ein vereinzelter Eisbergrest wurde noch in der Position 49° N. B., 24.5° W. L., d. i. nur 550 Seemeilen vom nächsten Punkte Irlands, gesichtet[55]). — Bei diesem Jahre besonders scheinen die beiden genannten Faktoren zur Geltung gekommen zu sein. Einmal nämlich wurden durch die gewaltigen Stürme an der Labrador-Küste die Eismassen nicht nur von der Küste fern gehalten, sondern auch möglichst nach den mittleren und östlichen Stromstrichen getragen. Außerdem wehten in diesem Jahre bei der Bank fast in allen Monaten Südwestwinde, indem die Isobaren bei Belle Isle stark nach Osten und weiterhin nach Nordosten umbogen. — Das erste Moment mag aber das wesentlichere sein. Denn gerade in allen Jahren, in denen der Höhepunkt auf einen früheren Monat fiel, in denen also starke Winde bei Labrador wehten, lag das Eis im ganzen wohl auch am weitesten östlich. Das sind außer 1890 die Jahre 1894 (Februar, März, April, Juli, August) und 1897 (März bis Juli). Dann aber finden wir das Eis auch im Juni 1895 etwas weit östlich, allerdings in sehr geringen Mengen. Hierbei müßte die Erscheinung nicht derselben Ursache, sondern allein den West- und Südwestwinden bei Neufundland zugeschrieben werden. Diese zweite Ursache, Winde bei der Bank, tritt am deutlichsten hervor im Juni 1897. Während in diesem Jahre im ganzen die Eismasse ziemlich weit nach Osten sich ausdehnte, trat das gerade im Juni nicht so stark zutage, und auch im Juli findet sich eine Anzahl Berge über die Bank zerstreut; das ist augenscheinlich eine Folge der im Juni 1897 bei der Bank wehenden direkten Ostwinde gewesen, die übrigens eine Seltenheit sind. — Nur der Vollständigkeit halber sei noch des alleröstlichsten Eisberges[56]) gedacht, der je im Atlantik gesehen wurde, in 48° 40′ N.B., 15° 22′ W.L., und

[54]) P. M. 1897. S. 209/10.
[55]) O. Krümmel in Wagners Jahrbuch. XV. 1891. S. 22.
[56]) A. G. Findlay, a. a. O. S. 449.

sei ferner daran erinnert, daß Nares in den nördlichen Gegenden einen Eisberg getroffen haben will, der sogar deutliche Merkmale einer Fahrt durch den Atlantik an sich getragen habe[57]. Das ist zwar in hohem Grade unwahrscheinlich, aber doch nicht durchaus undenkbar; es könnte einmal ein Eisberg, der in schon vorgerückter Jahreszeit und in möglichst östlichem Stromstrich in die Gegend von Neufundland gelangte, mit der Labradorströmung nach Osten abschwenken und mit den westlichsten Zweigen der Golfstromtrift noch im Winter wieder nach Südwestgrönland befördert werden, von wo er mit der Westgrönland-Strömung nach Norden treiben könnte zur Ursprungsstätte zurück.

Das Jahr, in welchem das Eis am meisten auf der Bank, also am weitesten westlich lag, dürfte 1893 sein, danach 1891, in etwas geringem Maße auch 1896 und Juni—Juli 1892. Dementsprechend hatte denn auch im Winter 1892/93 der Wind bei Labrador die allergeringste Stärke und war vor allem sehr wenig ablandig, sodaß das Eis in den westlicheren Stromstrichen trieb, soweit es nicht überhaupt an die Küste gelangte. Im Winter 1890/91 waren die Winde zwar stark, aber wiederum nicht ablandig. 1892 wehten zwar nicht im Winter, aber im April und Mai die Winde auf die Küste von Labrador zu, ähnlich auch 1896.

Es ergibt sich aus dem Vorstehenden, daß die mehr östliche oder westliche Lage des Eises bei der Bank bedingt ist zum Teil schon durch die Winde, die es längs Labrador antraf, zum Teil erst durch die Winde bei der Bank selbst.

In nordsüdlicher Richtung sind die auffallendsten Erscheinungen in der Verteilung die, daß in allen Jahren Eis von Belle Isle erst von Juni und Juli ab gemeldet wird, daß dann aber gegen Ende der Eissaison immer mehr die Gegend von Belle Isle in den Vordergrund tritt gegenüber der Bank. Die erste Tatsache mag wohl zum Teil nur scheinbar vorhanden sein und in dem späten Beginn des Schiffsverkehrs in der Belle Isle-Straße ihre Erklärung finden; aber zum Teil ist sie wohl auch wirklich vorhanden, denn so gar spät beginnt der Schiffsverkehr an keinem der neufundländischen Häfen (vgl. Tabelle bei Rodman S. 27). Die andere Eigentümlichkeit, daß gegen Ende des Jahres diese Gegend durch Anhäufung immer mehr bevorzugt wird, ist sicher nicht scheinbar. Beide Tatsachen dürften etwa in folgenden Verhältnissen einigermaßen begründet sein. Im Juni und Juli ist der Höhepunkt der Eissaison meist schon überschritten, die dann noch auftretenden Massen stellen also schon mehr die Nachtrift dar und haben nicht so vollständig unter dem Einfluß der ablandigen Winterstürme bei Labrador gestanden. Sie werden darum

---

[57]) Met. Zeitschr. 1899. S. 127.

alle mehr oder weniger an der Küste festgelegen haben, wenigstens in mehr westlichen Stromfäden oder im Küstenwasser getrieben sein. Infolgedessen gerieten sie auch schon weiter nördlich in Stillstand, während diejenigen Massen, welche vorher mit den stärkeren mittleren Stromstrichen herunterkamen, weiter nach Süden an der Bank entlang geführt werden konnten. Als zweites Moment kommt vielleicht der Schmelzprozeß hinzu: den in dieser vorgerückten Saison schon stark angefressenen und reduzierten Bergen bedeutet natürlich eine weitere Strecke der Reise von mehreren Breitengraden schon einen erheblichen Verlust an Masse; diejenigen also, welche bei Belle Isle bereits stranden oder Halt machen, werden sich einfach länger halten, während die, welche nach der Bank weitertreiben, dort verhältnismäßig schnell in Trümmer gehen. — Von diesen beiden Gesichtspunkten aus wird auch eine hervorstechende Eigentümlichkeit des Jahres 1888 sofort verständlich. In diesem Jahre hielt sich nämlich durchgehends das Eis überwiegend bei Belle Isle auf. Nun waren aber, wie schon oben dargestellt wurde, in diesem Jahre die Winde am wenigsten ablandig und auch am wenigsten stark, sodaß also das erste Moment, die Winde bei Labrador, in vollem Maße zur Geltung kam. Es ist ferner schon oben angeführt, daß in diesem Jahre die ganze Eissaison ziemlich spät fiel, infolgedessen trat auch das zweite Moment, stärkeres Schmelzen über der Bank als weiter nördlich, in seine Rechte.

Im großen und ganzen ist selbstverständlich im Gegenteil die Bank vor Belle Isle bevorzugt als Ansammlungsort. Betrachten wir nun die Gegend der Bank für sich in Bezug auf die Eisverteilung in nord-südlicher Richtung, so tritt deutlich hervor, daß zwischen 45° und 50° N. B. mehr Eis sich aufhält als südlich von 45°. Unter sämtlichen Eisjahren der Pilot Charts (1891—1903) macht in dieser Hinsicht die einzige Ausnahme das Jahr 1891, wohingegen selbst das Jahr 1903, in welchem das Eis in großen Massen ungewöhnlich weit südwärts vordrang, dieser Regel sich fügt. Auch in den Karten der Seewarte (Ann. d. Hydr. 1880—1903) spricht sie sich im ganzen aus. Das gilt für Bergeis wie für Feldeis. Die Erklärung der Erscheinung liegt nahe. In der nördlicheren Zone nämlich liegt der größere Teil der Bank, welche die Berge festhält. In der südlicheren Zone aber liegt nur ein kleiner Teil derselben. Zweitens beginnt hier schon bei 42°—43° N. B. der Bereich des Golfstroms[58]), in welchem das Eis im Nu gesprengt wird. Endlich werden die schroffen Temperaturunterschiede nebeneinanderliegender Schichten, welche die Zerstörung begünstigen, schon um so größer, je mehr man von Norden her sich dem Golfstrom überhaupt nähert.

[58]) Schotts Karte in P. M. 1897.

Innerhalb des nördlicheren Bereiches der Bank (45°—50°) dürfte wieder die Nordostecke der ungefähr rhombusförmigen Bank die bevorzugteste Stelle sein; sie bildet gewissermaßen eine Falle, welche in die von Norden kommende Strömung hineinragt und die Berge auffangt, indem diese hier entweder auf Grund geraten oder in weniger strömendes Wasser. — In dem südlicheren Teil ist der Kernpunkt die Sudspitze der Bank, was darauf hinzuweisen scheint, daß südlich der Bank einige schwachen Fäden der kalten Strömung nach Westen abzweigen, worauf schon oben hingewiesen ist. Diese Spitze ist aber nicht etwa der Hauptansammlungsort in dem gesamten Eisgebiet von Neufundland, wie Rodman anzunehmen scheint; das trifft nur zufällig beim Jahre 1885, welches er betrachtet hat, einigermaßen zu.

Nach den im vorstehenden beschriebenen Lageverhältnissen ist also die nordsüdliche Verteilung in den einzelnen Jahren ziemlich übereinstimmend, variiert wenigstens nicht so sehr wie die in ostwestlicher Richtung. Aber wenn auch nicht in der Gesamtmasse, so treten doch in den südlichsten Teilen derselben Verschiedenheiten in einzelnen Jahren ein, insofern nämlich die Eisberge bald mehr, bald weniger tief in den Bereich des Golfstromes eindringen. Hierbei allein haben wir es mit extremen Ausläufern zu tun. Wenn man unter Zugrundelegung der Seite 54 gegebenen Tabelle die Eisjahre nach der Zahl derjenigen Monate ordnet, in welchen die Berge eine Südgrenze von mindestens 42° N. B. erreichten, so erhält man das Bild der ersten und zweiten Kolumne von folgender Tabelle.

Jahr	Zahl der Monate	Gradientensumme der vorausgehenden Winter- und Herbstmonate	Mittelwert d. Gradientensumme
1890	6	19	
1883	5	19	
1884	5	18	
1887	5	19	17.0
1894	5	19	
1885	5	12	
1886	4	13	
1891	3	17	
1895	3	11	
1893	2	11	
1888	2	10	12.5
1892	1	14	
1889	0	12	

Fügt man dazu in einer dritten Kolumne die Herbst-Winter-Gradientensummen in dem Seite 113 definierten Sinne, so ordnen sich diese, wie man sieht, derart, daß oben hohe, unten niedrige Zahlen zu stehen kommen, stufen sich also im gleichen Sinne ab wie die Monatszahlen. Das heißt: je größer die Gradientensumme ist, desto tiefer vermag das Eis in der kommenden Saison in das Golfstromgebiet vorzudringen. — Wie ist der Zusammenhang zu erklären? Durch den starken Wind, welcher wegen der hohen Gradienten in dem vorausgehenden Halbjahr über der Labradorströmung wehte, wurde diese verstärkt, wenn auch nur wenig, hatte infolgedessen etwas größere Macht über den Golfstrom und konnte eine Anzahl Eisberge tiefer in diesen hineinbefördern; in den Jahren mit geringer Gradientensumme war das Gegenteil der Fall. — Trotzdem es sich hierbei um äußerste Ausläufer, um verhältnismäßig geringfügige Erscheinungen handelt, ist die Gesetzmäßigkeit in der Tabelle weitgehend, und das ist wieder ein sprechendes Zeugnis dafür, welch empfindliche Instrumente zur Ablesung von Strömungstatsachen die Eisberge repräsentieren können.

Zwei weitere Tatsachen bringt die Tabelle Seite 54 zum Ausdruck. Erstens zeigt sie, daß April, Mai, Juni diejenigen Monate sind, in denen am häufigsten das Eis möglichst weit südwärts vordringt. Das entspricht einfach dem Umstande, daß diese Monate den Höhepunkt der Eissaison darstellen. — Merkwürdiger ist die andere Eigentümlichkeit, daß nämlich zwischen Juni und Juli in der Tabelle ein gewaltiger Sprung stattfindet: während im Juni noch in 10 von jenen 15 Jahren das Eis diese Südgrenze erreichte, trat dies im Juli nur zweimal ein. Es läge nahe, an eine jahreszeitliche Periode in der Achsenverschiebung des Golfstroms zu denken oder wenigstens an eine Verschiebung seiner nördlichen Kante. Eine periodische Verschiebung der Achse ist nun nach Schott[59]) überhaupt nicht vorhanden, eine solche der Kante nur in recht geringem Maße, und zwar sind Februar und August die Monate der Extremlagen, dagegen von einer plötzlichen starken Verschiebung zwischen Juni und Juli ist nichts bekannt. Man wird sich darum mit folgenden zwei schwachen Erklärungsgründen begnügen müssen. Einmal ist nach Juni die Hochsaison der Bergeistrift überschritten, zweitens folgt nun gerade der Monat der größten Wärme, sodaß die an sich schon geringere Eismenge auch bereits bedeutend weiter nördlich zum Zerfall gelangt.

Eine letzte Besonderheit in der örtlichen Verteilung möge noch kurz erwähnt werden. In den Jahren 1885 und 1887 beziehen sich auffallend viele Meldungen von Neufundland auf vereinzelte Berge, während 1882

---

[59]) P. M. 1897 S. 206.

und 1888 mehr Gruppen und Scharen von Eisbergen zur Meldung gelangten. Indes ist diese Erscheinung doch schon so geringfügig und kann von so mancherlei Ursachen abhangen, daß man ihr nicht weiter nachgehen kann. Möglicherweise spielen die Wirbel, deren Tummelplatz ja gerade die große Bank ist, hierbei eine Rolle. Solche haben offenbar nicht wie die aus einer bestimmten Richtung wehenden Winde eine zerstreuende Wirkung, sondern vielmehr sammelnde. In der Tat weist das Jahr 1888 in den entsprechenden Monaten mehr Zyklonenbahnen und -tage auf als 1885 und 1887. (Für 1882 fehlt solches Material.) Viel Wert ist aber, wie gesagt, hierauf nicht zu legen.

Wollte man noch tiefer in die Verhältnisse der Eisverteilung bei Neufundland, die ja im einzelnen nach Ort und Zeit äußerst wandelbar sind, eindringen, so müßten schon die wöchentlichen Witterungsverhältnisse oder zum Teil die täglichen in Betracht gezogen werden. Das geht über den Rahmen dieser Arbeit hinaus.

D. Eisprognose.

Wenn auch der eigentliche Zweck der in diesem dritten Hauptteil durchgeführten Untersuchung der war, die Ursachen selbst, welche die verschiedenen Erscheinungen der Eisjahre bedingen, kennen zu lernen, so mag doch wenigstens zum Schluß auch eine Frage zweiter Ordnung zu ihrem Rechte kommen, nämlich die nach der praktischen Verwendbarkeit der gewonnenen Ergebnisse zu einer Prognose.

Ein Überblick über die in diesem Hauptteil entwickelten Gesetze zeigt, dass sechs Eigenschaften der Eistrift vorhanden sind, welche alle wenigstens eine Witterungsursache gemein haben, nämlich die Winterwinde an der Labrador-Küste; nur kommt bei einigen dieser sechs noch ein zweiter ausschlaggebender Faktor hinzu, die Herbstwinde (Gradientensumme). Jedenfalls aber werden danach diese sechs Eigentümlichkeiten bis zu einem gewissen Grade voneinander abhängig sein. Diese sechs Attribute der Eistrift sind folgende: 1. Menge des Meereises, 2. Zeit seines Auftretens (Höhepunkt), 3. Zeit des Auftretens des Gletschereises (Höhepunkt), 4. Dauer der Gletschereistrift, 5. Ausdehnung des Eises in ostwestlicher Richtung, 6. Südgrenze des Eises. In der Tat ergibt ein Vergleich der entsprechenden Tabellen, dass im großen und ganzen die sechs Eigentümlichkeiten in jedem einzelnen Jahre ziemlich gleichmäßig ausgebildet sind. — Diese Tatsache allein lässt sich ohne Kenntnis der Witterung schon zu einer beschränkten Prognose verwerten, indem man aus derjenigen von den sechs Eigenschaften, die zuerst sich zeigen muß, auf die übrigen schließen kann. Wenn also z. B. in einem Jahre

schon früh beträchtliche Mengen Meereis eintreffen, so wird man daraus schliessen dürfen: 1. daß überhaupt die Meereismenge in dieser Saison einen hohen Betrag erreichen wird, 2. daß auch die Gletschereissaison in relativ frühe Zeit fallen wird, 3. daß dieselbe lange anhalten wird, 4. daß die Hauptmasse des Eises ziemlich weit nach Osten gelangen wird, 5. daß einzelne Eisberge oder Eisberggruppen tief in das Golfstromgebiet eindringen werden. Wenn umgekehrt noch im März und April keine nennenswerten Mengen Feldeis vorhanden sind, so darf man mit ziemlicher Sicherheit auch von diesen fünf Punkten das Umgekehrte voraussagen. Worauf aber aus diesen Anzeichen niemals ein Schluß gezogen werden darf, das ist die Menge des Gletschereises; denn ihre Witterungsbedingung liegt völlig anderswo.

Während diese Art der Prognose schon an die Eistrift selbst anknüpft, von den bedingenden Witterungsverhältnissen aber noch ganz absieht, ist anderseits auf Grund der verschiedenen Witterungsbeziehungen eine zweite Methode möglich, die eben auf die vorausgehenden Witterungsverhältnisse sich stützt. Nach dieser braucht man also das Eintreffen des Meereises gar nicht erst abzuwarten, um sich von dem Ausfall der ganzen Eissaison nach jenen sechs Gesichtspunkten ein vorläufiges Bild zu machen, sondern braucht hierfür nur den November—Januar-Gradienten bei Labrador zu kennen, etwa zwischen den meteorologischen Stationen Ivigtut und Quebec; ja bisweilen würde schon nach dem November—Dezember-Gradienten eine solche Prognose sich stellen lassen, in Fällen wie z. B. dem Jahre 1881. — Diese theoretisch mögliche Methode ist jedoch praktisch noch so lange nicht anwendbar, als unsere Verbindung mit Grönland, also auch mit Ivigtut, auf die Schiffahrt beschränkt ist; denn diese beginnt erst im Spätfrühling und kann somit erst gegen Ende einer jeden Eissaison die meteorologischen Daten des letzten Winters von den grönländischen Stationen überbringen.

Inwieweit läßt sich nun für die Menge des Gletschereises auf Grund der abgeleiteten Beziehung eine Prognose stellen? Läge immer vor Beginn des Eisjahres die Wetterkarte des letzten Sommers vom nordatlantischen Ozean fertig vor, so wäre es nicht schwierig. Dies wird jedoch in absehbarer Zeit nicht möglich sein: die Wetterkarten der Seewarte sind immer um mehrere Jahre zurück. Aber nach der Entwickelung Seite 84ff wird die Kenntnis des Luftdruckes von einigen Punkten zur Not genügen. Einer dieser Punkte liegt auf Island, dort ist eine meteorologische Station. Zwei weitere Punkte liegen im Nordmeer, sie ließen sich nach Hammerfest und Spitzbergen verlegen. Das Minimum in der Baffin-Bai ließe sich durch den Luftdruck von der grönländischen Westküste genügend charakterisieren. Aber für das wichtige Moment des Isobarenverlaufs bei den großen Fjorden

muß der Luftdruck von mehreren Punkten dieser Gegend bekannt sein, und hierin liegt wohl eine Schwierigkeit. Indes mag sich erstens unsere Methode noch verbessern lassen, und zweitens dürfte sie doch auch bei mangelhaften Witterungsdaten immerhin einen kleinen Anhalt geben für die zu erwartende Gletschereismenge.

Im ganzen wird also auf Grund der im dritten Hauptteil abgeleiteten Gesetze eine Prognose über die verschiedenen Eigenschaften eines kommenden Eisjahres sich stellen lassen, die schon ziemlich detailliert sein kann, die aber doch immer noch mit Unvollkommenheit und Unsicherheit behaftet ist, schon aus dem Grunde, weil der Zustand des Eises auf den Zwischenstrecken nicht in Rücksicht gezogen werden kann, wie anderseits auch die von Garde alljährlich versuchte allgemeine Charakteristik des kommenden Eisjahres unvollständig und unzuverlässig bleibt, da sie umgekehrt zwar auf dem Zustand des verfügbaren Eises, aber nicht auf dem wichtigeren Faktor der Witterung fußt; Garde selbst gab auch schon vor Jahren der Vermutung Ausdruck, daß außer der disponiblen Eismasse noch andere Einflüsse mitspielen müßten[60]). Diese Einflüsse sind eben die Witterungsverhältnisse.

Entschieden die beste Voraussage müßte demnach durch die Vereinigung beider Methoden möglich sein. Leider beginnen die wichtigen Darstellungen der arktischen Eisverhältnisse, welche von Garde auf Anregung des Berliner Geographenkongresses alljährlich veröffentlicht werden, erst mit dem Zeitpunkt, wo die Wetterkarten der Seewarte endigen. Aber nach einigen Jahren, wenn weitere Bände der Wetterkarten vorliegen werden, werden die dänischen Eisberichte im Verein mit diesen ein sehr wertvolles Material für ein tieferes Eindringen in die Frage der Abhängigkeit der Eisverhältnisse von der Witterung bieten, wodurch dann zugleich die Möglichkeit einer sicheren und spezialisierten Eisprognose erheblich vergrößert werden wird.

---

60) V. Garde. Danske met. Aarbog. 1900. S. VIII.





Schluss.

A. Zusammenfassung der Ergebnisse.

Nach einer grundlegenden Erörterung der Frage über die Einwirkung des Windes auf die verschiedenen Eisarten im Vergleich zu der der Strömung wurden in zwei getrennten Hauptteilen einerseits die Strömungen und anderseits die Witterungsverhältnisse abgeleitet, welche das in und aus dem Bereich der Baffin-Bai treibende Eis beeinflussen, wobei die Strömungen der Hauptsache nach aus dem großen allgemeinen Verhalten der Eistrift erkannt wurden, die Witterungsverhältnisse dagegen vorwiegend in den Variationen der Eistrift, den Verschiedenheiten in Menge, Verteilung etc. von Jahr zu Jahr, sich wiederspiegelten.

Aus jenem einen Teil der Untersuchung, in welchem der Sicherheit wegen noch einige Wassertemperatur-Beobachtungen herangezogen wurden, ging eine einheitliche Strömungskarte hervor, die als Grundstock die zuletzt entworfene Strömungskarte, nämlich die von Pettersson aus dem Jahre 1900 wiedererkennen läßt, mithin diese Petterssonsche Karte zum Teil bestätigt, im übrigen erweitert, ergänzt und verändert. Insbesondere ließ sich die Davis-Unterströmung weiter nach Norden verfolgen und mit dem Nordwasser in Zusammenhang bringen, wodurch zugleich eine neue, einfache Erklärung für diese merkwürdige Erscheinung an die Hand gegeben war und überhaupt dem Phänomen des Nordwassers die erste umfassendere Behandlung zuteil wurde, und wodurch ferner die gesamte Wasserzirkulation im Bereich der Baffin-Bai zu einem geschlossenen Organismus, dem Labradorströmungs-System, zusammengefügt wurde.

Nachdem so mit den Strömungen die allgemeine Bahn festgelegt war, auf der die Eisbewegungen vor sich gehen, wurden die Eismassen auf diesem Wege Schritt für Schritt verfolgt mit Rücksicht auf die Witterungsverhältnisse, welche ihr Schicksal beeinflussen. Für diese Untersuchung war vor allem eine Trennung der beiden Haupteisarten, Gletschereis und Meereis, nötig, da beide nach den im ersten Abschnitt entwickelten Er-

gebnissen nicht den gleichen Transportbedingungen unterliegen, außerdem nicht denselben Herkunftsort haben. Es gelang, für jede der beiden Eisarten ein bestimmtes Gesetz zu finden, welches die in erster Linie bestimmenden Witterungsverhältnisse für ein mehr oder minder reichliches Auftreten des Eises bei Neufundland angibt.

Das Gesetz für das Gletschereis läßt sich folgendermaßen zusammenfassen:

Die in einem ganzen Jahre bei Neufundland zu erwartende Gesamtmenge an Bergeis wird bestimmt durch die Wetterlage des vorausgehenden Sommers, so zwar, daß ein bergeisreiches Jahr zustande kommt, wenn diese Wetterlage sich auszeichnet durch besonders starken ostgrönländischen Hochdruck und durch möglichst ausgeprägtes Baffin-Bai-Minimum gegenüber dem meist minder ausgeprägten isländischen Teil des nordatlantischen Depressionsgebietes, sodaß also östlich von Grönland ein möglichst weit ausgedehnter und hoher Luftdrucküberschuß vorhanden ist, der sich möglichst mit nur einer einzigen Stelle tiefsten Druckes in der Baffin-Bai auszugleichen strebt und infolgedessen an die ungefähr quer über Grönland und in flachem Bogen über die Baffin-Bai verlaufenden Isobaren sich haltend als Ostwind an der westgrönländischen Fjordküste bei 70° N. B. auftritt; ein eisbergarmes Jahr dagegen wird bestimmt durch eine Sommerwetterlage, in welcher die für die reichen Jahre angeführten Charakteristika mehr oder weniger verschwinden, sodaß sie im ganzen nur eine Verschlechterung der für die reichen Jahre charakteristischen Wetterlage darstellt, wobei allerdings nach der einen Seite hin eine geringe Tendenz zur Ausbildung eines neuen, selbständigen Typus sich zeigt. — Bei der Sommerwitterung liegt die Hauptentscheidung, Herbst- und Winterwetter wirken nur modifizierend.

Das Gesetz für das Meereis ist weniger kompliziert und lautet:

Die in einem gewissen Jahre bei Neufundland erscheinende Meereismenge wird bestimmt durch den Luftdruckgradienten in den vorausgehenden Monaten November—Januar zwischen Südgrönland und der Mündung des St. Lorenz-Flusses, und zwar ist der Eisreichtum um so größer, je stärker dieser Gradient ist.

Beide Beziehungen ließen sich in Zahlen und Kurven darstellen. — Beide Beziehungen ließen sich lückenlos und ungezwungen erklären.

Von jeder der beiden Gesetzmäßigkeiten zeigte sich eine einzige wesentliche Ausnahme (1888, 1889). Aber sogar diese ließ sich durch abnorme Umstände begreiflich machen.

Endlich konnte eine Reihe von kleineren Eigentümlichkeiten und Verschiedenheiten der Eistrift in ihrer örtlichen und zeitlichen Verteilung erkannt und auf Witterungsursachen zurückgeführt werden, insbesondere ergaben sich

für Dauer und Höhepunktszeit der Eistrift beider Arten (Berge und Felder) noch verhältnismäßig gut ausgeprägte Beziehungen zur Witterung.

B. Das behandelte Eisproblem von allgemeinerem Gesichtspunkt aus betrachtet; seine Beziehung zu weiteren Erscheinungen.

So glauben wir den Gegenstand der Untersuchung ziemlich nach allen Seiten beleuchtet zu haben. Wenn in manche Einzelheiten nicht so tief eingedrungen werden konnte, wie es wünschenswert gewesen wäre, so lag das meist an der Unzulänglichkeit des Materials, und es ist bereits darauf hingewiesen, welche große Lücke in dieser Beziehung besonders die dänischen Veröffentlichungen künftig ausfüllen werden. — Das ist die eine Schranke, die uns gesetzt war. Die andere liegt im Rahmen der Untersuchung. Es läßt sich noch eine Reihe von Fragen aufwerfen, die in diesen nicht mehr gehören, die sich aber unmittelbar an die behandelten Probleme anschließen und darum zum Schlusse wenigstens Erwähnung finden mögen.

Vor allem drängt sich die Frage auf, ob wohl auch regelmäßige Eisjahrperioden vorhanden sind, und welche periodischen Ursachen ihnen zugrunde liegen werden. In dem relativ kurzen Zeitraum, auf den sich unser systematisches Beobachtungsmaterial erstreckt, können allerdings solche schwerlich zum Ausdruck kommen. Aber daß sie vorhanden sind, ist nicht ausgeschlossen. Wenigstens sind die älteren „ice masters" z. B. der Meinung, daß seit 1860 die Eisjahre milder geworden seien[1]. Auch Fritz hat schon vor Jahrzehnten den Versuch gemacht, die Eisjahre mit Sonnenfleckenperioden in ursächlichen Zusammenhang zu bringen. — Es müßten aber zu erfolgreichen Betrachtungen dieser Art lange Reihen von völlig zuverlässigem Beobachtungsmaterial verwendet werden können. Vermutlich könnten nur Witterungsperioden als direkte Ursache zugrunde liegen, was Fritz auch schon aussprach.

Ein weiteres Rätsel ist die Beziehung zwischen isländischen und neufundländischen Eisjahren. Es ist nämlich eine auffallende Tatsache, daß vielfach nach einem reichen Eisjahr bei Island ein armes bei Neufundland folgt und umgekehrt. Insbesondere trifft diese Regel zu in den beiden extremsten Fällen: bei Island waren zwei äußerst eisarme Jahre 1884 und 1889[2], und darauf folgten bei Neufundland die beiden ungewöhnlich reichen 1885 und 1890. — Das Problem ist behandelt in der soeben erschienenen Arbeit von W. Meinardus: „Die Schwankungen

[1]) G. Robinson, A. Report . . . S. 3.
[2]) W. Brennecke, a. a. O. S. 51.

der nordatlantischen Zirkulation und ihre Folgen"[3]), desgleichen in dem Aufsatz von G. Schott: „Über die Grenzen des Treibeises bei der Neufundlandbank sowie über eine Beziehung zwischen neufundländischem und ostgrönländischem Treibeis"[4]).

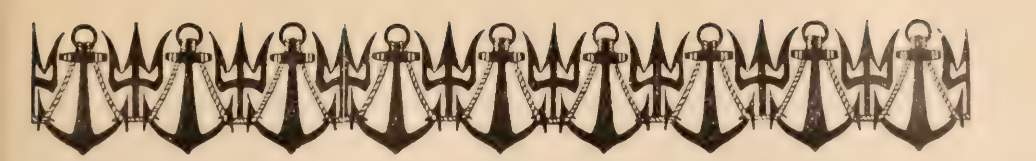
Speziell in der Feldeismenge bei Neufundland kann der Einfluß isländischer Eismassen sich in beschränktem Maße auch noch insofern bemerkbar machen, als die von Brennecke für ein reiches oder armes isländisches Eisjahr postulierten Witterungsverhältnisse auf die Wasserbewegungen des Ozeans einwirken und dadurch Schwankungen in den Wärmeverhältnissen desselben zustande bringen. Damit kommen wir zu einem weiteren Punkte, auf welchen bereits Pettersson[5]) aufmerksam gemacht hat. Obwohl nämlich das warme Wasser nur in der Tiefe in die Davis-Straße gelangt, durch die Davis-Unterströmung und die Mittelschicht der Westgrönland-Strömung, so mag es doch für die Milde oder Strenge eines Winters und damit für die Menge des sich bildenden Feldeises von Bedeutung sein können, ob diese Wassermassen größere oder geringere Mächtigkeit haben, zumal da sie zum Teil oben im Bereich des Nordwassers wieder zutage treten. Und daß tatsächlich diese Unterwasser nicht immer den gleichen Raum einnehmen, zeigt ein Vergleich zweier Lotungen, die an ungefähr demselben Punkte in verschiedenen Jahren angestellt wurden: Die Fylla stieß auf das warme Wasser schon in 100 m Tiefe, der Ingolf erst in 125 m[6]).

Alles das sind Probleme, die im Anschluß an unsere Untersuchung wegen ihrer nahen Beziehung zu dieser wenigstens Erwähnung finden sollten, für deren Inangriffnahme zum Teil wohl noch nicht genügendes Material vorliegt, deren Lösung aber vermutlich einen ungleich tieferen Einblick gewähren würde in das wechselvolle Spiel der Kräfte über der Nordpolarkalotte, Licht werfen würde in die Übertragung der Energie von einem Element zum anderen, aus einem Aggregatzustand in den anderen, von einem Ort zum anderen, aus einem Zeitraum in den anderen und sich berühren würde mit den durch die Untersuchungen von Meinardus und Pettersson bereits gezeitigten Ergebnissen über die Fragen der großen Wechselwirkung zwischen Luft und Ozean.

---

[3]) Ann. d. Hydrogr. 1904. Heft 8.
[4]) Ann. d. Hydrogr. 1904. Heft 7.
[5]) P. M. 1900. S. 26.
[6]) P. M. 1900. Taf. V.





Alphabetische Zusammenstellung der verwendeten Literatur.

Abbe, Cl., Monthly Weather Review. Annual summary for 1880—95. Washington 1881—96.

Armstrong, A., A personal narrative of the discovery of the NW-Passage. London 1857.

Bénard, Ch., La conquête du pole. Paris 1904.

Bessels, E., Die amerikanische Nordpol-Expedition. Leipzig 1879.

Bessels, E., Überwinterung der Mannschaft des amerikanischen Expeditionsschiffes „Polaris“ in Lifeboat cove (Smith-Sund) 1872/73. — P. M. 1873.

Blake, E. V., Captain Tyson's wonderful drift on the ice-floe. London 1874.

Boas, E., Baffin-Land. — P. M. Ergänzungsheft Nr. 80. 1884/85.

Boguslawski, G. v., - Krümmel, O., Handbuch der Ozeanographie. Stuttgart 1884, 1887.

Bödeker, E., Versuche zur Bestimmung des Luftwiderstandes bei kleinen Geschwindigkeiten. Göttingen 1881.

Brennecke, W., Beziehungen zwischen der Luftdruckverteilung und den Eisverhältnissen des ostgrönländischen Meeres. — Ann. d. Hydr. 1904.

Brunhes, B. u. J., Les analogies des tourbillons atmosphériques et des tourbillons des cours d'eau et la question de la déviation des rivières vers la droite. — Annales de Géographie 1904.

Danske Meteorologiske Institut, Met. Aarbog for 1880—95. Kjobenhavn 1881—96.

Dänisches meteorologisches Institut u. Deutsche Seewarte, Tägliche synoptische Wetterkarten für den nordatlantischen Ozean und die anliegenden Teile der Kontinente. Jg. I—XV. Kopenhagen und Hamburg 1886—1903.

Dawson, W. B., Survey of tides and currents in Canadian waters. Ottawa 1896.

Dawson, W. B., The currents in the Gulf of St. Lawrence. Ottawa 1900.

Deutsche Seewarte, Die Eisverhältnisse im nördlichen atlantischen Ozean im Frühjahr 1890. — Ann. d. Hydr. 1890.

Deutsche Seewarte, Kartenskizzen des Treibeises bei Neufundland. — Ann. d. Hydr. 1880—1903.

Dinklage, L., Aus Briefen deutscher Kapitäne. Callao. — Hansa 1875.

Drummond, A. F., The arctic current in the estuary of St. Lawrence. — Science 22. 1893.

Drygalski, E. v., Grönland-Expedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1891—93. Berlin 1897.

Findlay, A. G., Directory for the North Atlantic. London 1895.

Garde, V., Isforholdene i de arktiske Have. — Danske Meteorologiske Instituts nautisk-met. Aarbog. Kjobenhavn 1900, 1901, 1903, 1904.

Gerlach, E., Zur Theorie des Segelns. Berlin 1888.

Greely, W., Drei Jahre im hohen Norden. Deutsch von R. Teuscher. Jena 1887.

Günther, S., Handbuch der Geophysik. Stuttgart 1899.

Hamberg, A., Hydrographical observations of the Nordenskiöld Expedition to Greenland. Proc. of the R. G. S. 1884.

Hartmann, G., Der Einfluß des Treibeises auf die Bodengestalt der Polargebiete. — Wissensch. Veröffentl. des Vereins f. Erdkunde zu Leipzig. 1. 1891.

Hayes, J. J., Das offene Polarmeer. Jena 1868.

Hayes, J. J., The Land of Desolation. London 1871.

Holm, G. F., Geographisk Undersogelse af Grönlands sydligste Del. — Meddelelser om Grönland. 6. 1883.

Hydrographic Office, Pilot Charts of the North Atlantic Ocean. Washington 1890—1903.

Irminger, E., The arctic current around Greenland. — J. R. G. S. London 1856.

Kane, E. K., Arctic Explorations. The second Grinell Expedition in search of Sir John Franklin 1853—55. Philadelphia 1856/57.

Kane, E. K., The U. S. Grinell Expedition. London 1854.

Krümmel, O., Der Ozean. Leipzig 1902.

Krümmel, O., Die atlantischen Meeresströmungen. — Zeitschr. f. wissensch. Geographie. IV. Wien 1883.

Krümmel, O., Die Fortschritte der Ozeanographie 1889 und 1890. — Wagners Jahrbuch 1891.

Krümmel, O., Die Fortschritte der Ozeanographie 1901 und 1902. — Wagners Jahrbuch 1903.

McClintock, F. L., The voyage of the Fox. London 1859.

Madsen, C. L., Ein Beitrag zur Erklärung von abnormen Temperatur-Verhältnissen im nördlichen Europa. — Met. Zeitschr. 1899.

Markham, A. H., Arctic Explorations. Smithsonian Report. Washington 1896.

Meinardus, W., Die Schwankungen der nordatlantischen Zirkulation und ihre Folgen. — Ann. d. Hydr. 1904.

Meinardus, W., Über einige meteorologische Beziehungen zwischen dem nordatlantischen Ozean und Europa im Winterhalbjahr. — Met. Zeitschr. 1898.

Meteorological Council, Contributions to our knowledge of the meteorology of the arctic regions. London 1879—83.

Mohn, H., Die Strömungen des europäischen Nordmeeres. — P. M. Ergänzungsheft Nr. 79.

Mühry, A., Über das System der Meeresströmungen im Circumpolarbecken der Nordhemisphäre. — P. M. 1867.

Nansen, F., The Oceanography of the North Polar Basin. London, Christiania 1902.

Nares, G. S., Narrative of a voyage to the Polar Sea. London 1878.

Petermann, A., Die Entdeckungen in dem arktischen Archipel der Parry-Inseln bis zum Jahre 1855. — P. M. 1855.

Petermann, A., Graphische Darstellung von Dr. Kanes Temperatur- und Windbeobachtungen in Rensselaer-Bai, 1853—55. — P. M. 1867. Tafel 7.

Pettersson, O., Die Wasserzirkulation im nordatlantischen Ozean. — P. M. 1900.

Publikationen der internationalen Polarforschung 1882/83.

Die Beobachtungsergebnisse der deutschen Stationen. Herausgeg. von G. Neumayer und W. Börgen. I. Berlin 1886.

Expédition danoise. Observations faites à Godthaab. Kopenhagen 1889.

Puff, A., Das kalte Auftriebwasser. Marburg 1890.

Redfield, W. C., On the drift ice and currents of the North Atlantic. New Haven 1845.

Richthofen, F. v., Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886.

Richthofen, F. v., Triebkräfte und Richtungen der Erdkunde im neunzehnten Jahrhundert. Rektoratsrede. Berlin 1903. — Z. G. E. 1903.

Rink, H., Die neueren dänischen Untersuchungen in Grönland, 1888. — P. M. 1889.

Rink, H., Die Vegetation von Grönland. — P. M. 1855.

Robinson, G., Report of the movements of ice, currents and tides on the coasts of Newfoundland. London 1889.

Robinson, G., Supplement to a report on the movements of the ice . . ., comprising the journey of the ice from Baffin-Bay to Newfoundland. London 1891.

Rodman, H., Report of ice and ice movements in the North Atlantic Ocean. U. S. Hydrographic Office publication Nr. 93. Washington 1890.

Ross, J., Zweite Entdeckungsreise nach den Gegenden des Nordpols. Deutsch von J. v. d. Gröben. Berlin 1835.

Schott, G., Die Gewässer der Bank von Neufundland und ihrer weiteren Umgebung. — P. M. 1897.

Schott, G., Die große Eistrift bei der Neufundland-Bank und die Wärmeverhältnisse des Meerwassers im Jahre 1903. — Ann. d. Hydr. 1904.

Schott, G., Ozeanographie und maritime Meteorologie. (Wissenschaftliche Ergebnisse der deutschen Tiefsee-Expedition. I.) Jena 1902.

Schott, G., Physische Meereskunde. Sammlung Göschen. Leipzig 1903.

Schott, G., Über die Grenzen des Treibeises bei der Neufundlandbank sowie über eine Beziehung zwischen neufundländischem und ostgrönländischem Treibeis. — Ann. d. Hydr. 1904.

Schott, G., Weltkarte zur Übersicht der Meeresströmungen. Berlin 1898.

Schott, G., Zur Hydrographie des St. Lorenz-Golfes. — Ann. d. Hydr. 1897.

Sieglerschmidt, H., Überblick über die Ergebnisse der Nordpolexpeditionen unseres Jahrhunderts. — Mitteilungen der geogr. Gesellschaft in Hamburg. III. 1880/81.

Supan, A., Grundzüge der physischen Erdkunde. Leipzig 1903.

Sverdrup, O., Neues Land. Leipzig 1903.

Tarr, R. S., Climate of Davis and Baffins-Bay. — American Journal of Science 1897.

Thoulet, M. J., Océanographie dynamique. Paris 1896.

Wakeham, W., Report of the Expedition to the Hudson Bay . . . 1897. Ottawa 1898.

Walther, J., Allgemeine Meereskunde. Leipzig 1893.

Wandel, C. F., Sur les conditions hydrographiques du Détroit de Davis. — Meddelelser om Grönland 7. 1893.

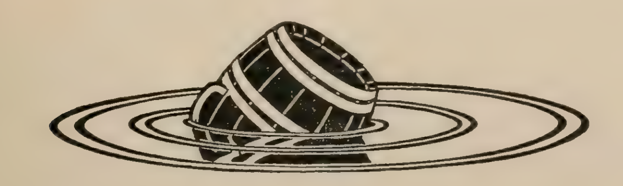
Wegemann, G., Die Oberflächenströmungen des nordatlantischen Ozeans nördlich von 50° N. B. — Aus dem Archiv der deutschen Seewarte. 22. Hamburg 1899.

Weisbach, J., Experimental-Hydraulik. Freiburg 1855.

Weisbach, J., Lehrbuch der Ingenieur- und Maschinen-Mechanik. Braunschweig 1875.

Weyprecht, K., Die Metamorphosen des Polareises. Wien 1879.

Wild, J. J., Thalassa. London 1877.



E. S. Mittler & Sohn, Berlin SW., Kochstr. 68/71.

Tabellen der bei der Strömungsuntersuchung mit

Nr.	Quelle	Expedition	Zeit	Ort N. B.	Ort W. L.	an der Oberfläche
I. Smith-Sund-Strömung.						
1	Nares, Narrative. S. 330	Alert und Discovery	1876 Juni	82,3°	grönl. Küste	— 1,95
II. Südkante der abbiegenden Westgrönland-Strömung.						
1	A. d. H. 1881. S. 71	Alert u. Discov.	1876 Oktober	61° 56′,	54° 41′	+ 5,6 (Spez. G. 1,0247)
2	" "	" "	" "	63° 42′,	54° 32′	+ 3,3 (Spez. G. 1,0238)
3	" "	" "	" "	64° 46′,	56° 29′	+ 3,3 (Spez. G. 1,0235)
4	A. d. H. 1881. S. 232/3	Valorous	1875 August	59° 10′,	50° 25′	+ 7,2
5	" "	"	" "	62° 6′,	55° 56′	+ 7,2
6	" "	"	" "	63° 9′,	56° 43′	+ 7,2
7	" "	"	" "	64° 5′,	56° 47′	+ 4,4
8	A. d. H. 1881. S. 72	Alert u. Discov.	1875 Juli	63° 16′,	52° 39′	+ 1,4
9	v. Drygalski, Grönl. II. S. 538	Grönl.-Exp. d. Ges. f. Erdk. z. Berlin	1892 Juni	61°,	55° 10′	+ 4,6 (weiter südl. beständ) + 2,2 (plötzl. Sprung) + 0,5 (weiter nördlich)
10	P. M. 1900. Taf. V	Ingolf	1895, 96 Sommer	61° 50′,	56° 21′	+ 8,5
11	" "	"	" "	63° 0′,	56° 10′	+ 4,2
12	" "	"	" "	65° 15′,	56° 0′	+ 1,15
III. Nördlicher Verlauf der Westgrönland-Strömung.						
1	P. M. 1900. Taf V	Ingolf	1895, 96 Sommer	65° 15′,	56° 0′	+ 1,15
2	" "	"	" "	66° 35′,	56° 38′	+ 2,6
3	A. d. H. 1887. S. 147 f.	Fylla	1886 Juli, August	68° 20′,	56° 1′	+ 2,6
4	" "	"	" "	:	:	+ 5,4
5	" "	"	" "	:	:	+ 5,1
6	" "	"	" "	:	:	+ 5,7
7	" "	"	" "	:	:	+ 5,7
8	" "	"	" "	68° 44′,	54° 40′	+ 4,8
9	Geograf. Tidskrift. 1887. Tafel	"	" "	69° 32′,	55° 35′	+ 4,2
10	" "	"	" "	:	:	+ 4,0
11	" "	"	" "	69° 55′,	55° 34′	+ 4,6
12	" "	"	" "	:	:	+ 4,0
13	" "	"	" "	:	:	+ 4,0

…verwendeten Wassertemperatur-Beobachtungen.

Temperaturen in Grad Celsius													
in der Tiefe von rund													tiefer als
…5 m	50 m	75 m	100 m	150 m	200 m	250 m	300 m	400 m	600 m	800 m	1000 m	1500 m	1500 m
1.7	— 1.45	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+ 1.4 in
4.4	+ 3.9	—	+ 3.3	—	—	—	—	—	—	—	—	+ 2,8	2470 m
—	—	—	—	—	—	—	—	+ 3.3	—	+ 1.3 in	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—		750 m	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	+ 3.3	—	—	+ 4.3	—	+ 3.5	—	—	—
—	—	—	— 0.9	—	— 0.5	—	+ 3.3	—	+ 3.9	—	—	—	—
—	—	— 1.1	— 1.0	+ 0.1	— 0.4	+ 0.6	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	+ 2.8	—	—	—	—	—
—	—	—	— 1.7	—	+ 0.5	—	—	+ 3.0		—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	— 2.1	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	— 1.1	—	—	—	—	—	—
1.0	—	—	+ 0.8	—	+ 0,5	—	+ 0.6	—	—	—	—	—	—
—	— 0,8	—	— 1.2	— 1.4	— 1.0	—	—	—	—	—	—	—	—
—	0,0	—	— 1,0	— 1.2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	0,0	—	— 0,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	0,5	—	— 1,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	— 1,0	—	— 1.1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Nr.	Quelle	Expedition	Zeit	Ort N. B.	W. L.	an der Oberfläche
14	Geograf. Tidskrift. 1887. Tafel	Fylla	1886 Juli, August	:	:	+3,4
15	„ „	„	„ „	:	:	+3,4
16	„ „	„	„ „	:	:	+3,5
17	„ „	„	„ „	70°46′,	57°31′	+3,3
18	„ „	„	„ „	:	:	+5,4
19	„ „	„	„ „	:	:	+4,1
20	„ „	„	„ „	:	:	+4,3
21	„ „	„	„ „	71°13′,	55°32′	+4,7
22	A. d. H. 1887. S. 147	„	„ „	Bei Upernivik		+5,0
23	A. d. H. 1881. S. 71	Alert u. Discov.	1876 September	71°12′,	57°37′	+2,5 (Spez. G. 1,0243
24	„ „	„ „	„ „	71°58′,	60°19′	0,0 (Spez. G. 1,0232
25	„ „	„ „	„ „	73° 7′,	58°26′	+1,0 (Spez. G. 1,0240
26	„ „	„ „	„ „	73°33′,	58°48′	+1,1 (Spez. G. 1,0241
27	A. d. H. 1881. S. 123	Parry	1818 Juli	74°50′,	59°30′	0.0

IV. Davis-Unterströmung.

Nr.	Quelle	Expedition	Zeit	N. B.	W. L.	an der Oberfläche
1	Geograf. Tidskrift. 1887. Tafel	Fylla	1886 Juli, August	62°17′,	57°12′	+4,8
2	„ „	„	„ „	62° 1′,	57°34′	+4,9
3	„ „	„	„ „	:	:	+3,6
4	„ „	„	„ „	:	:	+3,4
5	„ „	„	„ „	:	:	+3,6
6	„ „	„	„ „	63°27′,	54°39′	+3,3
7	„ „	„	„ „	:	:	+3,0
8	„ „	„	„ „	:	:	+2,4
9	„ „	„	„ „	:	:	+2,2
10	„ „	„	„ „	:	:	+1,4
11	„ „	„	„ „	64° 2′,	53°37′	+2,2
12	A. d. H. 1881. S. 122	Parry	1820 September	67°38′,	59° 1′	+1,4
13	„ „	„	„ „	68°12′,	60°50′	0,0
14	A. d. H. 1881. S. 120	McClintock	1858 März	68°17′,	58°45′	−0,8
15	„ „	„	„ „	69°15′,	58°55′	−1,4
16	„ „	„	„ „	69°50′,	59°44′	−1,1
17	Proceed. 1884 Okt.	v. Nordenskiöld	1883 September	74° 0′,	64°30′	+1,5
18	A. d. H. 1881. S. 122	Sabine	1818 September	65°30′,	59°30′	+1,1
19	„ „	„	„ „	66°50′,	61° 0′	+0,6

Temperaturen in Grad Celsius													
in der Tiefe von rund													tiefer als
5 m	50 m	75 m	100 m	150 m	200 m	250 m	300 m	400 m	600 m	800 m	1000 m	1500 m	1500 m
—	—1.6	—	—1.6	—1.0	—0.5	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—1.8	—	—1.7	—	+0,3	0.0	+1.0	—	—	—	—	—	—
—	—1,3	—	—1.5	—	—0,5	0,0	+1.0	+1.0	—	—	—	—	—
—	—1.3	—	—1,4	—	—1.0	0,0	+0.9	+1.1	—	—	—	—	—
—	—0,2	—	—1.5	—	—0.7	—	+1.0	+1.5		—	—	—	—
—	—0,2	—	—1.1	—	—0.6	—	+1.0	+1.2	—	—	—	—	—
—	—	—	—1,0	—	—	—	+0.7		—	—	—	—	—
—2.0	—0.9	—	—0,6	—	—0.2	+0.2	—	—	—	—	—	—	—
—	—	0,0	—	—0.9	—	—...	+...	+1.3	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	1.4	—	—	—	—	—
—	—	—	—	+4.0	+3.8	—	—	—	—	—	—	—	—3,0 (2300)
—	—	—	+4.0	—	+3.2	—	—	+3.5	—	—	—	—	+2,5 (2300)
—	—	—	—	—	+3.8	—	—	+3,8	+3,2	—	—	—	+2.1 (2400)
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+3,0 (2300)
—	—	—	—	—	—	—		—	—	—	—	—	+3,7 (1850)
—	—	—	—	+2.8	+3.8	—	—	+4.0	+3.9	—	+3,7		—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
—	—	—	—	—	+2.8	—	—	+3.9	+4.0	—	+3.7		—
—	—	—	—	—	—	—	+3.0	—	—	—	+3.7		—
—	—	—	—	—	—	—	+3.0	—	—	—	+3.8	—	—
—	—	—	+2.1	—	+2.0	—	+3.0	+3.5	+4,0	—	+3.7	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	(—0.7)	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	+0,6	—	—	—	—
—	—	—	—	—	+3.3	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	+1,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	+1.4	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—1,0	—	—1.7	—	—	—	—1.5	—0,9	+0,4		—0.1	—0.3	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—1.7	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—1,1	—	—	—1.7	—1.7	—	(—3,5)		—

Nr.	Quelle	Expedition	Zeit	Ort N. B. W. L.	an der Oberfläche
20	A. d. H. 1881. S. 122	Parry	1820 September	68°24', 63° 8'	— 1,1
21	A. d. H. 1881. S. 123	„	„ „	68°24', 63°52'	— 0,8
22	„ „	„	„ „	68°29', 63°48'	— 0,6
23	A. d. H. 1881. S. 120	McClintock	1858 März	69°15', 58°55'	— 1,4

V. Nordwasser und Kap York-Strömung.

Nr.	Quelle	Expedition	Zeit	Ort N. B. W. L.	an der Oberfläche
1	A. d. H. 1881. S. 71	Alert u. Discov.	1876 Juli	76°35', 71°40'	+ 4,4
2	„ „	„ „	1876 September	77°30', 74°30'	— 1,1 (Spez. G. 1,0241
3	„ „	„ „	„ „	77°16', 71° 5'	— 1,1 (Spez. G. 1,0241
4	„ „	„ „	„ „	76°33', 70°37'	0,0 (Spez. G. 1,0240
5	„ „	„ „	„ „	76° 9', 73°16'	— 1,1 (Spez. G. 1,0238
6	„ „	„ „	„ „	75°10', 75° 5'	+ 1,3 (Spez. G. 1,0244

VI. Mitteleis-Strömung.

Nr.	Quelle	Expedition	Zeit	Ort N. B. W. L.	an der Oberfläche
1	A. d. H 1881. S. 71	Alert u. Discov.	1875 Juli	73°33', 63°19'	— 1,1 (Spez. G. 1,0203
2	„ „	„ „	76 September 19.	74°19', 61°22'	+ 0,5 (Spez. G. 1,0238
3	„ „	„ „	76 September 18.	73°50', 67°44'	+ 2,0 (Spez. G. 1,0244
4	„ „	„ „	76 September 17.	73°40', 73° 7'	— 0,7 (Spez. G. 1,0230
5	A. d. H. 1881. S. 120	McClintock	1857 September	75°30', 64° 6'	— 1,8

Temperaturen in Grad Celsius													
in der Tiefe von rund													tiefer als
25 m	50 m	75 m	100 m	150 m	200 m	250 m	300 m	400 m	600 m	800 m	1000 m	1500 m	1500 m
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—1,1	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—0,8	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—2,8	—
—	—	—	—	+1,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—2,1: —1,7	—1,2	—1,6	—	—	—1,7	—	—		—1,8	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—1,7	—	—1,7	—1,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—


65
Fox - Trift
Isobathen
40
30
20
10

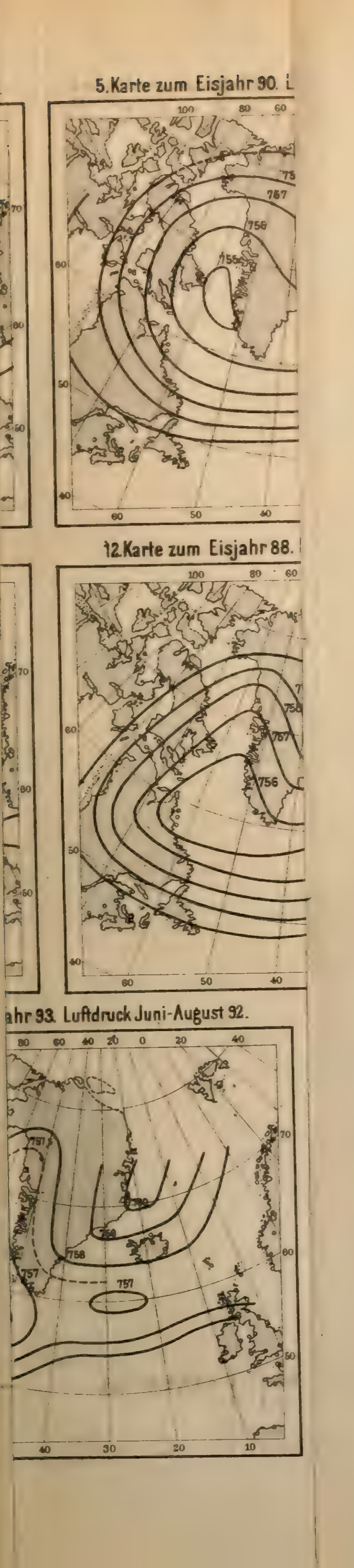
KARTE DER MEERESSTRÖMUNGEN

IM BEREICH DER BAFFIN-BAI

Zu veröffentl. des Instituts für Meereskunde etc. Heft 7

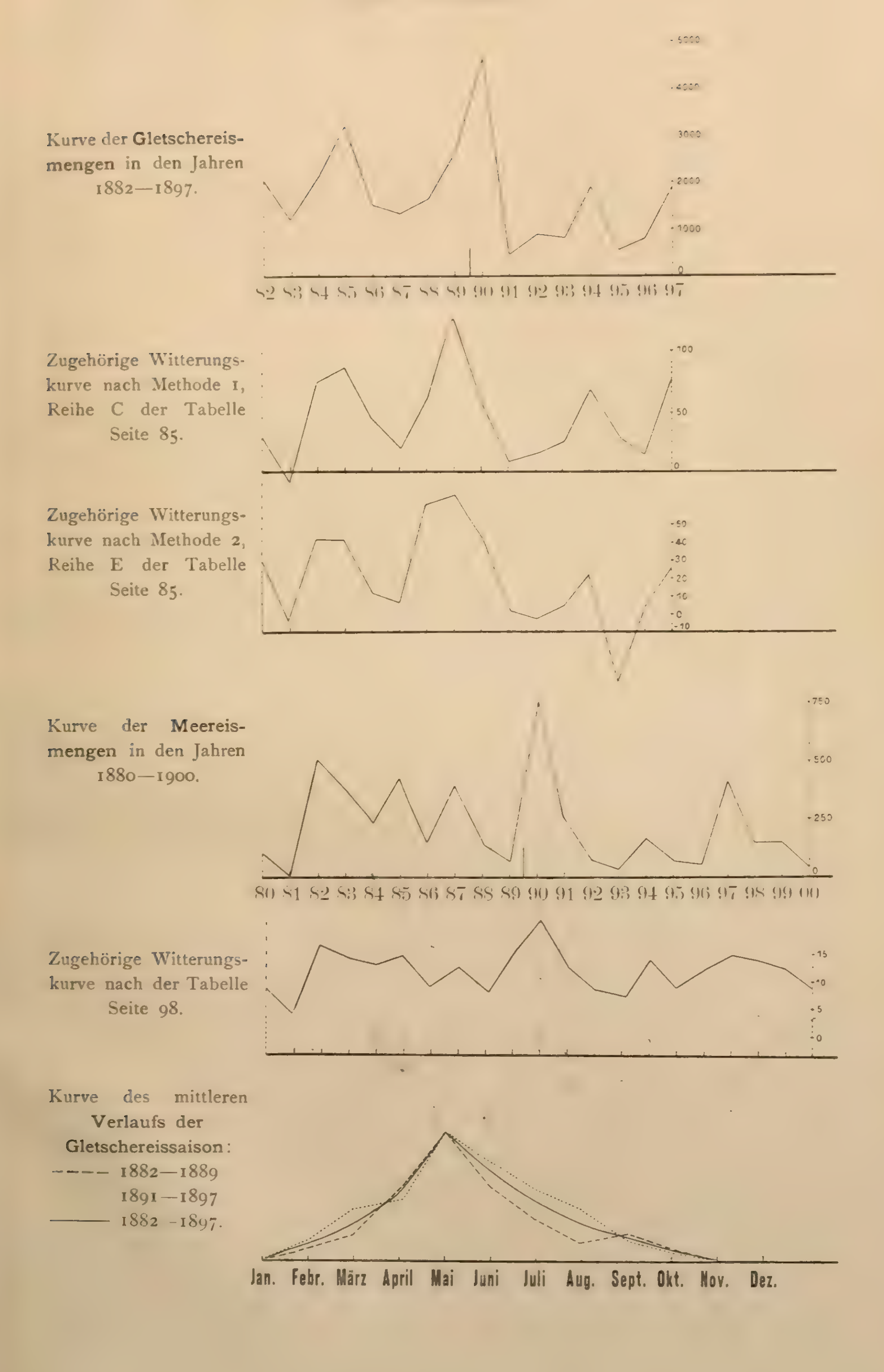


Maßstab 1:12 000 000.

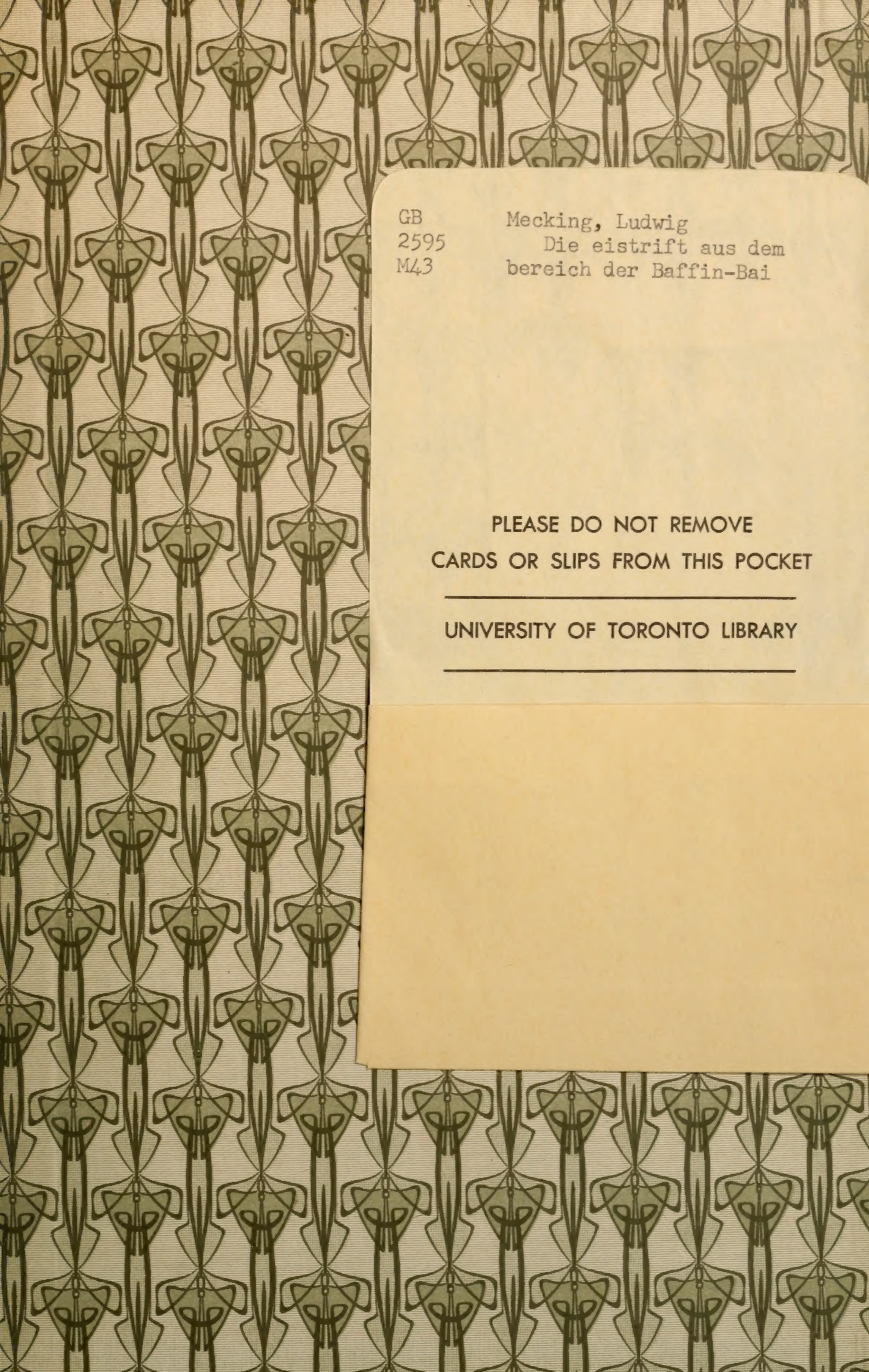

5. Karte zum Eisjahr 90. L
757
756
755
12. Karte zum Eisjahr 88.
756
757
756
ahr 93. Luftdruck Juni-August 92.
757
758
757
757

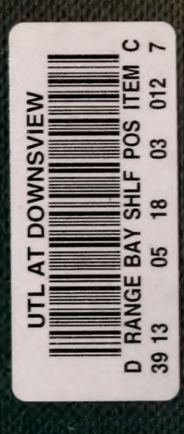

1. Mittelkarte aller Jahre (6 eisbergreiche, normal) Luftdruck Juni-August
2. Mittelkarte der (6) eisbergreichen Jahre. Luftdruck Juni August
3. Mittelkarte von 4 eisbergarmen Jahren (91, 92, 93, 96). Luftdruck Juni August
4. Mittelkarte von 2 eisbergarmen Jahren (83, 95). Luftdruck Juni August
5. Karte zum Eisjahr 90. Luftdruck Juni-August 89
6. Karte zum Eisjahr 85. Luftdruck Juni-August 84
7. Karte zum Eisjahr 89. Luftdruck Juni-August 88
8. Karte zum Eisjahr 84. Luftdruck Juni-August 83
9. Karte zum Eisjahr 82. Luftdruck Juni-August 81
10. Karte zum Eisjahr 97. Luftdruck Juni-August 96
11. Karte zum Eisjahr 94. Luftdruck Juni-August 93.
12. Karte zum Eisjahr 88. Luftdruck Juni-August 87
13. Karte zum Eisjahr 86. Luftdruck Juni-August 85
14. Karte zum Eisjahr 87. Luftdruck Juni-August 86
15. Karte zum Eisjahr 92. Luftdruck Juni-August 91
16. Karte zum Eisjahr 96. Luftdruck Juni-August 95
17. Karte zum Eisjahr 83. Luftdruck Juni-August 82
18. Karte zum Eisjahr 93. Luftdruck Juni-August 92.
19. Karte zum Eisjahr 95. Luftdruck Juni-August 94
20. Karte zum Eisjahr 91. Luftdruck Juni-August 90

Kurventafel








UTL AT DOWNSVIEW
D RANGE BAY SHLF POS ITEM C
39 13 05 18 03 012 7